



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Evaluación de procesos superficiales del Cuaternario tardío con características orgánicas e inorgánicas de sedimentos en la Cuenca Sandia, nororiente de México

T E S I S

Que para optar por el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A

Guillermo Vera Vera

Director de tesis:
Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy
Instituto de Geología, UNAM

JURADO EXAMINADOR

Dr. Bruno Manuel Chávez Vergara, Instituto de Geología, UNAM
Dra. Ma. Socorro Lozano García, Instituto de Geología, UNAM
Dra. Laura Beramendi Orosco, Instituto de Geología, UNAM
Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy, Instituto de Geología, UNAM
Dr. Gabriel Vázquez Castro, ENES Morelia, UNAM

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Octubre 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Código de Ética

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Guillermo Vera Vera

Agradecimientos académicos

A mi director de tesis el Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy, por su continuo apoyo, su gran paciencia, las enseñanzas y su amistad que me ayudaron a dar forma a este trabajo y lograr mis objetivos. Agradezco todo el apoyo y comprensión que me ha ofrecido a lo largo de mi proceso de obtención de grado de maestro en ciencias de la tierra.

También debo un agradecimiento a las personas que me acompañaron en el Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas y me dieron su apoyo durante este proceso: Ing. Irma Vargas, Ing. Fernando Ibáñez e Ing. Maribel Sánchez, gracias a todo su apoyo pude lograr mis metas. Quiero hacer un especial agradecimiento al M. en C. Agesandro García, M. en C. Jonatan Abimael y M. en C. Esther Hernández por su amistad durante la maestría.

A la M. en C. Nayeli López por su disposición y apoyo en el análisis elemental en la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación (USAI) de la Facultad de Química. Así como al Laboratorio de Biogeoquímica y Materia Orgánica del Suelo del Instituto de Geología de la UNAM, a cargo del Dr. Bruno Chávez.

Un especial agradecimiento al Dr. Bruno Chávez y a la Dra. Laura Beramendi, que me ayudaron a fortalecer este trabajo, a las enseñanzas, consejos, comprensión y amistad. No hubiera logrado un trabajo tan satisfactorio sin sus aportes.

Un agradecimiento al financiamiento para la obtención de los datos por el proyecto DGAPA-PAPIIT IN102217 y proyecto CONTEX (UT system-CONACYT collaborative research grants 2017-33)

Contenido

1.	Introducción	13
1.1.	Objetivo	15
1.1.1.	Objetivos particulares	15
1.2.	Antecedentes	16
1.2.1.	Variabilidad climática durante el Cuaternario	16
1.2.1.1.	Ultimo Máximo Glacial.....	16
1.2.1.2.	Bölling/Allerød	17
1.2.1.3.	Younger Dryas.....	17
1.2.1.4.	Eventos de Heinrich	18
1.2.2.	Reconstrucción paleoambiental	18
1.2.2.1.	Productividad orgánica y fuente de materia orgánica	20
1.2.2.1.1.	Carbono Orgánico Total (COT)	20
1.2.2.1.2.	Nitrógeno	20
1.2.2.1.3.	Relación C/N.....	22
1.2.2.1.4.	$\delta^{13}C_{Org}$	23
1.2.2.2.	Erosión (Si, Al y Ti).....	24
1.2.2.3.	Salinidad en cuerpos de agua (CO_3^{2-} , SO_4^{2-} y Cl^-)	25
1.3.	Justificación	27
2.	Área de estudio	28
2.1.	Ubicación	28
2.2.	Geología	29
2.2.1.	Geología Regional	29

2.2.2.	Geología local.....	31
2.3.	Clima.....	32
3.	Metodología.....	34
3.1.	Trabajo de campo.....	34
3.2.	Trabajo en laboratorio.....	34
3.2.1.	Análisis por Radiocarbono y modelo de edad.....	35
3.2.2.	Concentración de elementos mayores y trazas.....	36
3.2.3.	Carbono Inorgánico Total (CIT) y Carbono Orgánico Total (COT).....	38
3.2.4.	$\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica.....	39
3.2.5.	Análisis de nitrógeno.....	40
4.	Resultados.....	41
4.1.	Columna sedimentaria.....	41
4.2.	Modelo de edad.....	43
4.3.	Materia orgánica.....	48
4.3.1.	Carbono Orgánico Total (COT).....	49
4.3.2.	Nitrógeno total (NT).....	49
4.3.3.	Relación C/N.....	50
4.3.4.	Composición de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$	50
4.4.	Elementos mayores y menores.....	51
4.5.	Sulfatos (SO_4^{2-}) y carbonatos (CO_3^{2-}).....	54
5.	Discusión.....	56
5.1.	Geocronología del archivo sedimentario.....	56
5.2.	Reconstrucción procesos superficiales.....	58
5.2.1.	Intervalo glacial (ca.32.3-20 ka cal aP).....	60

5.2.2.	Intervalo deglacial y Holoceno (últimos ca. 20.0 ka cal).....	60
5.3.	Fuente y conservación de materia orgánica	61
5.3.1.	Intervalo glacial (ca.32.3-20.0 ka cal aP)	64
5.3.2.	Intervalo deglacial y Holoceno (últimos ca. 20.0 cal ka).....	64
6.	Conclusiones.....	65
7.	Referencias.....	68
8.	Anexos	78

Índice de figuras

Figura 1. Esquema representativo de los ambientes que fomentan o inhiben el desarrollo de procesos de nitrificación.	21
Figura 2. Diagrama mostrando la materia orgánica en diferentes ambientes sedimentarias y el uso de C/N.	22
Figura 3. Composición isotópica de carbono en materia orgánica con diferentes fuentes alóctonas (vegetación con fotosíntesis tipo C ₃ , C ₄) y autóctona (fitoplancton) y también la influencia de carbono inorgánico disuelto total (CIDT) proveniente de rocas calizas (Modificado de Leng, 2006).	23
Figura 4. Diagrama esquemático mostrando la evolución de salmueras por el modelo de Eugster y Hardie (1978).	25
Figura 5. Mapa mostrando la república mexicana y el desierto de Chihuahua. La Cuenca de Sandia está ubicada en la margen sur-oriente del desierto, en el estado de Nuevo León (Vera-Vera, 2017).	28
Figura 6. Fotografía satelital (LANDSAT) mostrando los pliegues que forman a la curvatura de Monterrey (escala 1:100,000). M-Monterrey; S-Saltillo; A-Allende; L-Linares; G-Galeana; ES-El Salvador; CO- Concepción del Oro (Padilla, 1985).	30
Figura 7. Geología del área de estudio, donde la línea punteada roja delimita la cuenca de Sandia (modificado de INEGI 1:50,000, noviembre 2018).	31
Figura 8. Mapa con las tres diferentes estaciones meteorológicas entre 1951-2010 en las cercanías del área de estudio (estaciones en Matehuala, Villagrán y Jaumave) y se muestran la precipitación (mm) y la temperatura media en °C. Las barras azules muestran la precipitación y las líneas rojas la temperatura (SMN y Google Earth).	33
Figura 9. Sedimentos expuestos en una de las dos trincheras cavadas en el paleolago Sandia (SAN-1).	34
Figura 10. Preparación de las muestras en el mortero de ágata para sus posteriores análisis mineralógicos y de geoquímicos.	34
Figura 11. Ilustración que muestra los principios básicos del metodo de medición de distribución isotópica de C por AMS, que plantea las bases de la datacion de Radiocarbono (Arazi, 2017).	35
Figura 12. Equipo de FRX de marca Thermo Scientific y modelo Niton FXL 950.	36
Figura 13. Fotografía de una muestra molida y seca en una cápsula de plástico para su análisis por FRX.	37

Figura 14. Diagrama que muestra el principio del metodo de Fluorescencia de Rayos X (modificado de (Aparicio, 2018)).	37
Figura 15. Equipo Thermo Scientific modelo HiPerTOC utilizado para análisis de carbono orgánico y carbonatos.	38
Figura 16. Sistema de análisis para medición de carbono inorgánico en el equipo de HiPerTOC.	38
Figura 17. Esquema de un espectrómetro de masas (Martín y Serrano, s. f.).	39
Figura 18. Analizador elemental CHS/O 2400 Serie II Perkin Elmer empleado para el analisis de Nitrógeno en la Cuenca del paleolago Sandia (Duarte, 2017).	40
Figura 19. Descripción de la columna sedimentaria colectada mediante la trinchera (SAN-1) en Cuenca Sandia.	42
Figura 20. Modelo de edad generado a partir del software OxCal usando estadística Bayesiana en la secuencia sedimentaria (SAN-1) con 300 cm de profundidad.	44
Figura 21. Columna sedimentaria con edades calibradas obtenidas a partir de las nueve muestras, así como la ubicación a profundidad de diferentes eventos de variación climática.	47
Figura 22. Graficas de analisis en MO a lo largo de la profundidad en la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Sandia. A) Las concentraciones de Carbono Orgánico Total (COT). B) La concentración de nitrógeno total. C) La relación C/N, con línea punteada la división de los rangos de valores para estimar el origen de la productividad orgánica alóctona y autóctona. D) Los valores de firma isotópica de carbono en materia orgánica.	48
Figura 23. Variaciones en las concentraciones de elementos mayores y trazas en sedimentos de diferentes profundidades de la Cuenca Sandia.	53
Figura 24. Las abundancias de CO_3^{2-} y SO_4^{2-} contra la profundidad en el perfil sedimentario de la Cuenca Sandia.	55
Figura 25. Comparación de características químicas durante los dos intervalos (ca. 32,362-20,000 cal aP. y últimos ca.20 cal ka). La relación C/N fue la clave para dividir la secuencia sedimentaria en diferentes intervalos. El Ca representa las variaciones en la abundancia de yeso, un mineral autóctono y el Si representa abundancia de los minerales alóctonos. TOC se encuentra representando la preservacion y NH_4/NO_3 condiciones de disponibilidad de oxigeno.	57

Figura 26. Abundancias de Ca representando la evaporación (yeso) y Si representando la erosión (minerales clásticos) del registro de la Cuenca Sandía. El ultimo máximo glacial (UMG), los eventos de Heinrich 3, 2 y 1 (H3, H2 y H1), B/A (Bølling–Allerød), YD (Y/D) y el Holoceno están marcados en este intervalo..... 59

Figura 27. Abundancia de NT, relación C/N, TOC y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en los sedimentos depositado en la cuenca. Asi mismo, los resultados de seis muestras analizada para la relación entre $\text{NH}_4:\text{NO}_3$ 63

Índice de tablas

Tabla 1. Cronología de los eventos Heinrich (Sanchez Goñi y Harrison, 2010).	18
Tabla 2. Algunos proxys de geoquímica orgánica e inorgánica aplicado al estudio de paleoreconstrucción en registros sedimentarios.	19
Tabla 3. Los rangos de composición isotópico del carbono en materia orgánica provenientes de la vegetación con fotosíntesis tipo C ₃ , C ₄ y CAM en diferentes ambientes.	24
Tabla 4. Datos meteorológicos obtenidos de tres diferentes estaciones meteorológicas en las cercanías de la cuenca Sandia (SMN).	32
Tabla 5. Los valores relacionados a la geocronología de nueve muestras de sedimentos mediante AMS.	43
Tabla 6. Correspondencia de la profundidad de las muestras contra diversos eventos de variación climática global ocurridos durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.	46
Tabla 7. Los contenidos (µg/g) de amonio y nitrato en algunas muestras de sedimentos de la Cuenca sandia.	50
Tabla 8. Los valores máximos, mínimos y promedio de la concentración elemental de los sedimentos de diferentes unidades del perfil sedimentario de la cuenca Sandia.	52
Tabla 9. Los máximos, mínimos y promedios de los contenidos de SO ₄ ²⁻ y CO ₃ ²⁻ en diferentes unidades del perfil sedimentario de la cuenca Sandia.	55

Resumen

El calentamiento global ha generado incertidumbre sobre la respuesta de distintos ecosistemas ante el aumento drástico de temperatura. Las variaciones climáticas globales aportan conocimiento importante sobre los mecanismos de respuesta de los ecosistemas antes estos cambios de temperatura dentro de diversos ecosistemas. Sin embargo, no se cuenta con una total comprensión de la respuesta de los ecosistemas áridos ante estos eventos de variabilidad climática. En este trabajo se evalúan los procesos superficiales en una cuenca semiárida (Cuenca Sandia) del nororiente de México durante los distintos intervalos de variabilidad climática del Cuaternario tardío mediante el análisis de características orgánicas (COT, C/N y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) e inorgánicas (Si, Al, Ti, Ca, CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NH_4^+ , NO_3^-) a lo largo de un perfil sedimentario de 300 cm. El modelo de edad generado a partir de datación mediante ^{14}C constriñó la secuencia a los últimos ca. 32,300 cal años (32.3 ka cal aP), lo cual representa la historia de sedimentación durante parte final del último periodo glacial y el presente interglacial, así las variaciones climáticas en escala milenaria como intervalos de Heinrich, ultimo máximo glacial, Bölling/Allerød y Younger Dryas. Los contenidos de carbono orgánico total (COT: 1.1% en promedio) muestran que las condiciones en la cuenca no fueron óptimas para la conservación de la materia orgánica. Así mismo, la relación C/N (0.3-23.5) sugiere diferentes fuentes del carbono orgánico (autóctona, alóctona y una mezcla de las dos). Sin embargo, los resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-24.3 a -15.2‰) muestran que la materia orgánica preservada en los sedimentos en general provenía de vegetación con fotosíntesis tipo C_4 y CAM. La inconsistencia entre los proxys indica los efectos de procesos superficiales sobre la característica química de los sedimentos. Los cuales muestran la mayor variabilidad de las características inorgánicas (p.e. Ca y Al) en sedimentos depositados entre 32.3 y 6.5 ka cal aP que muestran condiciones inestables. La relación C/N de la materia orgánica proveniente de vegetación tipo C_4/CAM , indicó un cambio en la fuente de la productividad alóctona a la productividad autóctona a los ca.20 ka cal aP debido las diferentes condiciones de preservación. Los resultados del análisis para diferenciar amonio y nitrato muestran un cambio en el proceso de nitrificación. Las condiciones hidrológicas fueron más estables durante ca.32.3-20.0 ka cal aP, las cuales presentan una restricción de oxígeno, y la mejor preservación de materia orgánica generó sincronía entre los proxys. Condiciones inestables y ocurrencia de desecación con mayor frecuencia causaron oxidación de carbono y nitrógeno junto con la materia orgánica, lo cual indica una predominante productividad autóctona en la cuenca, aunque la procedencia de materia orgánica cambió hacia vegetación predominante tipo C_4 después de los ca.5 ka cal aP.

Palabras claves: Paleoclimatología; Geoquímica isotópica; Modelo de edad; Materia orgánica; Cuaternario tardío; México

Abstract

The global warming has generated uncertainty about the responses of different ecosystems to the abrupt increase in temperature. This thesis evaluated the superficial processes of a semi-arid basin (Basin of Sandia) from the northeastern Mexico during the different intervals of climate change of the late Quaternary using the organic (TOC, C/N and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and inorganic (Si, Al, Ti, Ca, CO_3^{2-} and SO_4^{2-}) characteristics of 150 samples collected in a sediment profile. The Bayesian age model generated from calibrated radiocarbon dates of 9 different samples in AMS constrained this 300 cm long sediment archive within last ca. 32,300 cal years (32.3 cal ka BP), representing the depositional histories of the late last glacial as well as the present interglacial. This registry also covered several millennial-scale intervals of global climate changes such as the Heinrich events, last glacial maximum, Bölling/Allerød and Younger Dryas. The total organic carbon contents (average: 1.1% of TOC) show that the basin did not have the optimal conditions to preserve the organic matter. Similarly, the C/N ratio (0.3-23.5) suggests that the organic carbon had different sources (autochthonous, allochthonous and mixed). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ results (-24.3 to -15.2‰), however, showed that the organic matter preserved in sediments were mainly from C_4 and CAM photosynthetic pathway vegetations. The inconsistencies between both the proxies indicated the effects of superficial processes on chemical characteristics of the deposited sediments. More variability in the inorganic characteristics (e.g. Ca and Al) in sediments deposited between 32.3 and 6.5 cal ka BP shows unstable hydrological conditions. The ratio of C/N of the organic matter sourced mainly from C_4/CAM vegetation suggested a change from allochthonous to autochthonous productivity at around 20 cal ka BP due to different conditions of preservation. The results that differentiated ammonium from nitrate indicated changes in the nitrification process. More stable hydrological conditions (permanent water column) during ca. 32.3-20.0 cal ka BP, caused restriction of oxygen and hence the better preservation of organic matter led to synchronous proxy interpretations. Unstable conditions and occurrence of desiccation with higher frequency led to oxidation of C and N along with the organic matter. The perturbed geochemical signature indicated predominant autochthonous productivity, even though the organic matter changed to more C_4 plants after ca. 5 cal ka BP.

Keywords: Paleoclimatology; Isotope geochemistry; Age model; Organic matter; Late Quaternary; Mexico

1. Introducción

El cambio climático actual (antrópico) provoca un calentamiento abrupto a nivel global, y no se tiene certeza de como los distintos ecosistemas en un futuro cercano pueden responder ante este fenómeno. El estudio de distintos archivos geológicos mediante la aplicación de herramientas químicas, biológicas y físicas pueden ampliar los registros de variabilidad climática a millones de años en el pasado, que aportan información valiosa sobre las respuestas de los ambientes ante estos cambios en las condiciones climáticas que ha ocurrido en el tiempo geológico trascurrido. Por ejemplo, la dinámica erosiva mediante procesos fluviales ha sido definida partir del contenido de elementos insolubles (Ti, Al) en depósitos lacustres y marinos (Martinez-Ruiz et al., 2015). Así mismo, la abundancia de minerales evaporíticos en sedimentos y composición isotópica de oxígeno de las espeleotemas se han usado para inferir la variación de temperatura y oscilación entre precipitación/evaporación.

La erosión y el transporte de detritos a una cuenca sedimentaria están controlados por distintos procesos, p.e. procesos pluviales y eólicos, o una combinación de ambos. Estos procesos están influenciados por variaciones en las condiciones ambientales, las cuales dejan indicadores dentro de los archivos geológicos con diferentes características mineralógicas y composición química e isotópica de los sedimentos. El estudio de las propiedades químicas de sedimentos es una herramienta de gran importancia para poder comprender la evolución de la cuenca y las dinámicas de los procesos en la escala temporal que esta conlleva (Roy et al., 2008; Taylor y McLennan, 1985). Por lo anterior, las diversas características de los registros sedimentarios generan la posibilidad de la reconstrucción de las condiciones paleoambientales y así mismo conocer la evolución de ambientes sedimentarios durante eventos de variabilidad climática global de diferentes características (cálido y frío), a escala temporal y espacial.

Se han realizado diversos trabajos de investigación paleoclimatológicos con herramientas multidisciplinarias para poder comprender los efectos de variabilidad climática global sobre diferentes partes de los ecosistemas áridos ubicado en el norte de México. Quiroz-Jimenez et al. (2017), recientemente plantearon una reconstrucción de las variaciones hidrológicas durante los eventos Heinrich en la cuenca Santiaguillo encontrada a la margen del Sierra Madre Occidental (estado de Durango) con el uso de la sedimentología, mineralogía, química y las distribuciones isotópicas de oxígeno y carbono, el cual formulo la evolución de las condiciones hídricas durante diverso eventos Heinrich. Por otro lado, Chávez-Lara et al. (2012) infirieron las condiciones de salinidad y temperatura dentro de lago Babícora en el estado de Chihuahua en los últimos 72 mil años (ka) a partir del analisis en los ostrácodos encontrados en el registro sedimentario. Se han generado registros de precipitación y desertificación durante el Cuaternario tardío con el uso del contenido de diferentes elementos químicos solubles e insolubles como proxys de erosión en los archivos sedimentarios de las cuencas sedimentarias (Ortega-Rosas et al., 2008; Roy et al., 2015). El contenido de carbono orgánico total y la relación entre C/N fueron utilizados para inferir la productividad orgánica y fuente de la materia orgánica depositada en las cuencas (Roy et al., 2015). Sin embargo, la variación de erosión posiblemente fue controlada por la estabilidad del paisaje, por la cobertura de vegetación, la actividad eólica, y no solo

por el aporte pluvial a la cuenca. Así mismo, los procesos de oxidación posiblemente modificaron el contenido de materia orgánica preservado en los sedimentos y subsecuentemente la relación C/N (Meyers y Teranes, 2001a).

Es de vital importancia identificar de manera más precisa las perturbaciones en las señales de distintos proxys causadas por los diversos procesos superficiales como erosión, oxidación y condiciones de anoxia para poder mejorar la interpretación de las condiciones paleoambientales. Esto sólo es posible con la correcta comprensión de los procesos y características químicas de los registros geológicos, para lo cual es importante la aplicación de estudios multidisciplinarios o diferentes proxys dentro de la misma disciplina para identificar y subsanar las dificultades de cada proxy. Por ejemplo, la dinámica de evaporación/precipitación en cuerpos de agua puede ser mejor evaluada con la aplicación de lo observado en la concentración de elementos insolubles en sedimento, isótopos de oxígenos en carbonatos y abundancias de los minerales autigénicos. Así mismo, la procedencia de materia orgánica y paleo-productividad (autóctona y alóctona) deben ser evaluados en conjunto de los datos de isótopos de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), contenido de carbono orgánico (TOC) y la relación carbono/nitrógeno (C/N). La mejor comprensión de procesos superficiales es importante para entender los efectos de variabilidad climática global sobre los ecosistemas.

1.1. Objetivo

Analizar y comprender la dinámica entre los procesos superficiales, la variación climática y sus efectos registrados en los sedimentos durante los eventos Heinrich, D/O, YD, B/A y los estadiales e interestadiales en la Cuenca Sandía con base en las características geoquímicas e isotópicas dentro del archivo geológico.

1.1.1. Objetivos particulares

- Describir la columna estratigráfica y textura de sedimentos, así como, asignar un control cronológico a los sedimentos preservados para lograr asignar una relación con los eventos de variabilidad climática.
- Identificar la dinámica de la precipitación a través de la abundancia de minerales clásticos estimados por elementos insolubles y de esa forma comprender la presencia de este proceso en un tiempo determinado.
- Identificar la dinámica de evaporación a partir de la abundancia de minerales autigénicos con la estimación de los carbonatos (CO_3^{2-}) y sulfatos (SO_4^{2-}) para asignar una evaporación relativa a eventos temporales.
- Estimar los patrones de conservación de la materia orgánica a partir del contenido de Carbono Orgánico Total (COT), relación C/N y $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica para lograr determinar la mecánica orgánica y definir los factores ambientales que se encuentran afectándola.
- Inferir las condiciones ambientales en las cuales se depositaron los sedimentos para poder definir un conjunto de procesos presentes en un tiempo determinado.
- Comparar los registros geoquímicos con la ocurrencia de diversos eventos de variabilidad climática global, así como trabajos previos realizados en el norte de México y observar la similitud o diferencia en los procesos en diversos ambientes de esta área.

1.2. Antecedentes

1.2.1. Variabilidad climática durante el Cuaternario

El Cuaternario es el último periodo de la escala de tiempo geológico y pertenece a la Era Cenozoica. Este periodo representa los últimos 2.6 Ma (K. M. Cohen et al., 2013; Peng et al., 2009) y a su vez se encuentra dividido en Pleistoceno (2.6 Ma-11,700 años antes del presente (aP.)) y Holoceno (últimos 11,700 años). Durante el Pleistoceno tardío, se encuentra el último ciclo de glaciación abarcando diversos eventos de variabilidad climática (Gibbard y Head, 2009). Esas variaciones fueron provocadas por los periodos glaciares e interglaciares en escalas orbitales y milenales. Dentro del Pleistoceno y a lo largo del último periodo glacial (115,000-11,700 años) sucedieron eventos e intervalos con diversas características climáticas, las cuales quedaron identificadas dentro de los registros geológicos. Dentro de los eventos, se pueden destacar el Ultimo Máximo Glacial (UMG), Bølling-Allerød (BA), Younger Dryas (YD), Dansgaard-Oeschger (D/O), entre otros.

Por otro lado, el Holoceno muestra un periodo caracterizado por relativamente mayor estabilidad climática con respecto al Pleistoceno. Sin embargo, las variaciones climáticas del Holoceno fueron de menor duración y menor rango de variabilidad. Los estadios isotópicos marinos (MIS por sus siglas en inglés) representan los intervalos con distintos valores en la temperatura global registradas en composición isotópica de oxígeno correspondientes a la temperatura marina (Huber et al., 2006). Los registros marinos del Cuaternario tardío están divididos en cinco diferentes MIS, mostrando una variación entre 8 y 15°C de temperatura entre ellos (Huber et al., 2006). Estas variaciones registradas fueron medidas en diversos núcleos, así como en carbonatos de foraminíferos, y estimadas a partir de $\delta^{18}\text{O}$ (Emiliani, 1955; Huber et al., 2006). $\delta^{18}\text{O}$ (en per mil) se estima a partir de la relación entre los isótopos ^{18}O y ^{16}O , el cual se encuentra estandarizado con respecto al estándar SMOW (Standard Mean Ocean Water), correspondiente a la composición media del agua (Sudaryanto y Lubis, 2011). Los MIS muestran una oscilación de periodos cálidos o interglaciares correspondientes a los MIS impares (MIS 3 y MIS 1) y periodos fríos o glaciares correspondientes a los MIS pares (Bradley, 1985). En este trabajo solo se pudo registrar temporalmente el inicio de los dos últimos, MIS 1 y 2 correspondientes a 11,000 y 24,000, respectivamente.

1.2.1.1. Ultimo Máximo Glacial

El ultimo máximo glacial (UMG) fue el periodo más reciente del máximo crecimiento de volumen glacial (Mix et al., 2001). Este evento se encuentra ubicado entre 22 y 19 ka antes del presente (aP.), determinado a partir del descenso del nivel del mar provocado por la acumulación de hielo glacial (Yokoyama et al., 2000). Durante este periodo se mantuvo un clima drásticamente más frío en comparación con el clima actual y se mantuvo con relativa estabilidad a lo largo del evento (Mix et al., 2001). Se ha observado que el UMG provoco variaciones ambientales locales, tales como eventos fríos y secos en el centro y centro-oriente de Mexico, así como desplazamiento de distintas especies de vegetación hacia menores elevaciones (Caballero et al., 2010). Estas variaciones locales son la respuesta del intervalo frío y fueron registradas en depósitos sedimentarios.

1.2.1.2. Bölling/Allerød

El estadal Bölling/Allerød (B/A) se encuentra caracterizado como un evento de calentamiento abrupto, sucedido entre 14,700 y 12,700 años aP. (Cronin, 1999), el cual se presentó previo a Younger Dryas. Este calentamiento se observó a partir de registros en el golfo de Alaska, donde los resultados arrojaron un calentamiento de alrededor de 3°C en la superficie del mar, sucedido en un tiempo de al menos 90 años y esto fue consistente con la transición en los registros de los núcleos de hielo de Groenlandia, mostrando ambos una gran sincronía (Praetorius y Mix, 2014; Steffensen et al., 2008).

Por su parte la flora se encontró predominada por una mayor abundancia de vegetación arbórea y una disminución de vegetación de especies como *Dryas octopetala*, dado a la pérdida de cobertura de hielo, lo cual dio pasos a distinta vegetación arbórea que comenzó a tomar cobertura. Esta vegetación pudo sostenerse en su mayoría hasta el final de este evento y la entrada de Younger Dryas, donde la cobertura de hielo comenzó a tomar gran superficie en zonas de alta latitud donde *Dryas octopetala* era la vegetación dominante. En algunas ubicaciones de Europa se observó un evento llamado Older Dryas (previo al B/A), que presenta características similares al YD, pero con menor presencia a escala global (Mercer, 1969).

1.2.1.3. Younger Dryas

El Younger Dryas (YD) fue un evento de enfriamiento abrupto de corta duración, el cual tuvo una duración aproximadamente de 1300 años a finales del Pleistoceno, entre 12,700 – 11,700 años aP (Alley, 2000). Este evento de enfriamiento debe su nombre a *Dryas octopetala* debido a su alta abundancia, ya que las condiciones eran óptimas para su población. Este evento se encuentra caracterizado por un evento glacial en latitudes altas, lo cual tiene gran contraste con el evento de deshielo previo (B/A). La reconstrucción de la temperatura registró un descenso entre 5 y 15°C para Groenlandia y las islas británicas, respectivamente (Atkinson et al., 1987).

El YD presentó diversas consecuencias, mostrando condiciones húmedas y frías en el sur de Estados Unidos, así como el avance en los glaciares en zonas montañosas. Ambas fueron observadas a partir de las tasas de crecimiento de los espeleotemas y registro de escurrentía (Armour et al., 2002; Polyak et al., 2004). En México se ha logrado observar el descenso en la temperatura entre 6-3°C inferiores a las actuales en superficie del Golfo de México a partir de los datos de isótopos de oxígeno y menores precipitaciones al largo de la Sierra Madre Occidental (Flower y Kennett, 1990; Ortega-Rosas et al., 2008). Sin embargo, algunos autores han mencionado que durante este periodo no se tienen evidencias de avance glacial en el centro de México (Heine, 1994).

1.2.1.4. Eventos de Heinrich

Dentro del MIS3 y MIS2, los eventos Heinrich fueron identificados a través de seis eventos de flujo de escombros transportados por hielo, observados dentro de núcleos tomados del estrecho de Hudson al norte del Atlántico (Alley y MacAyeal, 1994; Heinrich, 1988). Estos escombros fueron movidos por desprendimientos de hielo originados del este de Canadá durante los eventos fríos, aunque también existe la hipótesis propone desprendimiento de lóbulos a la bahía de Hudson del hielo Laurentide. Estos desprendimientos de hielo provocaron la disminución de la salinidad en el Atlántico norte, lo cual fue observado mediante composición de isótopos de oxígeno. La interrupción de la circulación de termohalina a su vez provocó el enfriamiento del glacial del Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico (Broecker, 2003).

Por otro lado, las aguas glaciares en el Atlántico norte provocaron un enfriamiento y desplazó la Zona de convergencia intertropical. Ambos causaron una disminución de humedad en la región del Caribe (Broccoli et al., 2006; Dahl et al., 2005; Vellinga y Wood, 2002). La inhibición de la advección en la zona afectó al Monzón Norteamericano y la cantidad de lluvias que se presentaban en el sureste de México (Bernal et al., 2011). Se ha debatido mucho sobre la duración de los eventos Heinrich, estimando una duración promedio de $\approx 500 \pm 255$ años (Hemming, 2004). Algunos autores han establecido el YD como el evento Heinrich 0 (Bond y Lotti, 1995). La Tabla 1 muestra edades establecidas a estos eventos (Hemming, 2004).

Tabla 1. Cronología de los eventos Heinrich (Sanchez Goñi y Harrison, 2010).

Heinrich	Miles de años aP.
H1	18-15.6
H2	26.5-24.3
H3	32.7-31.3
H4	40.2-38.3
H5	50-47
H6	63.2-60.1

1.2.2. Reconstrucción paleoambiental

El estudio de las condiciones ambientales del pasado a través de la señal climática registradas en los proxys y su calibración en términos de parámetros climáticos llevan a proponer la reconstrucción paleoambiental y sus cambios a través del tiempo, el cual toma en cuenta los distintos forzamientos globales. Las pruebas indirectas de las condiciones ambientales o proxys de un registro sedimentario, por ejemplo, los estudios de características químicas aportan información sobre productividad orgánica y sus fuentes, cambio en precipitación/evaporación y erosión etc.

Tabla 2. Algunos proxys de geoquímica orgánica e inorgánica aplicado al estudio de paleoreconstrucción en registros sedimentarios.

Proxy	Información Paleambiental	Limitación
COT	Productividad orgánica total	Dilución por porte alóctono y preservación
C/N	Productividad autóctona o alóctona	Oxidación
$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	Tipo de vegetación y fuente de materia orgánica	Resistencia a cambios climáticos, Altitud
$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$	Relación entre precipitación y evaporación	Efecto vital de los organismos, mineralogía de carbonatos
$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	Fuente del carbono inorgánico disuelto (CDTI)	Productividad orgánica autóctona
CO_3^{2-} , SO_4^{2-} y Cl^-	Evolución de cuerpos de agua	Disolución y reprecipitación de evaporitas
Elementos mayores y trazas	Aportes de clastos alóctonos	Combinación de procesos pluvial y eólico y cambio de procedencia de clásticos

A pesar de que los proxys han sido usados de manera continua durante muchos años de investigación y ofrecen resultados satisfactorios, se ha observado que las respuestas en los proxys pueden ser interpretados incorrectamente, debido las modificaciones que sufren por diferentes condiciones de preservación de los componentes biológicos y químicos en los sedimentos. Por esto es de gran importancia observar con detenimiento como los distintos procesos superficiales pueden afectar la información registrada por los proxys. Con base en los conocimientos adquiridos, se puede interpretar las condiciones ambientales del pasado geológico con más cuidado, tomando en consideración las limitaciones de cada proxy. Así se puede reconstruir a detalle la dinámica de los procesos superficiales y sus efectos sobre las características geoquímicas (isotópicas) de los sedimentos (Cohen, 2003; Miralles, 2010). En este trabajo, se utilizan los datos de isótopos de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) junto con TOC y C/N para entender los efectos de oxidación. Así mismo, se utilizarán los datos de concentración elemental junto con la abundancia de minerales evaporíticos para poder inferir la influencia de los procesos eólicos y pluviales sobre la erosión durante el Cuaternario tardío (Tabla 2).

1.2.2.1. Productividad orgánica y fuente de materia orgánica

Dentro de los depósitos sedimentarios, se encuentra una fracción inorgánica (minerales clásticos y evaporíticos) y otra fracción orgánica. A pesar de que la fracción orgánica es relativamente menor, su papel es de gran importancia. Esta se encuentra compuesta por una diversa mezcla de lípidos, carbohidratos, proteínas y otros compuestos orgánicos producidos por organismos que vivieron en y alrededor del lago (Meyers, 1997; Rullkötter, 2006). La fracción orgánica puede encontrarse definida por la fuente de los compuestos, los cuales pueden ser autóctonos, compuestos formados dentro de la cuenca de depósito, o alóctonos, formados fuera de la cuenca de depósito. La abundancia de compuestos orgánicos dentro de los depósitos está sujeta a la productividad orgánica y a la preservación. Es decir, la abundancia de materia orgánica dependerá de cuanta materia orgánica se deposite en los sedimentos y de cuanta se preserve, y no sea afectada por procesos de oxidación, disminuyendo su abundancia a lo largo del tiempo.

La identificación de las fuentes de materia orgánica, así como poder definir su producción y preservación, son datos de gran importancia dentro de la reconstrucción ambiental. Una alta productividad estaría reflejando condiciones óptimas de producción, mientras que la conservación reflejaría condiciones de depósito. De la misma forma, la fuente de materia orgánica puede describir los posibles aportes a la cuenca o la falta de estos.

1.2.2.1.1. Carbono Orgánico Total (COT)

La concentración de carbono orgánico total (COT) en los sedimentos es un parámetro para la interpretación de la producción de materia orgánica en la reconstrucción paleoambiental (Meyers y Teranes, 2001a). Este valor representa la materia orgánica mineralizada dentro de los sedimentos, es decir, toda aquella que no sufrió algún proceso de oxidación y se logró preservar en los sedimentos. La concentración total de la materia orgánica está sujeta a la producción inicial y a el grado de preservación, de esta forma la concentración no estaría reflejando exclusivamente la característica de producción, también los procesos de depósito, así como de la preservación posterior a su depósito.

1.2.2.1.2. Nitrógeno

El nitrógeno es un elemento que contiene diversas características que apoyan a la reconstrucción de condiciones ambientales. El nitrógeno total (NT) representa la cantidad de nitrógeno acumulado en los sedimentos a partir de la mineralización dentro del mismo en diversos compuestos (Meyers, 1997; Meyers y Teranes, 2001b). El NT brinda información sobre la cantidad de nitrógeno asociado a nutrientes mineralizados como compuestos, dado a que el nitrógeno que no ha sido mineralizado en compuestos se pierde por su disponibilidad dentro de los procesos de oxidación.

Los compuestos amonio (NH_4^+) y nitrato (NO_3^-) pueden ofrecer información relacionada a las condiciones ambientales, los procesos de amonificación se encuentran relacionados a la descomposición de la materia orgánica acumulada por parte de

microorganismos, dando como respuesta una cantidad relativa de actividad biológica dentro de los sedimentos. Por otro lado, los procesos de nitrificación se encuentran sujetos de manera más sensible a las condiciones ambientales, siendo una de estas características la disponibilidad de oxígeno. Los procesos nitrificantes se encuentran fomentados por ambientes con baja o nula disponibilidad de oxígeno (A. S. Cohen, 2003), en el caso contrario los procesos de nitrificación se encuentran inhibidos. Una disminución de proceso de nitrificación podría ser relacionado a lo antes mencionado o a una disminución general en la actividad orgánica, sin embargo, una relación entre amonio y nitrato ayuda a identificar el origen de esa disminución. Un descenso en la actividad orgánica afectaría al amonio y a nitrato por igual, manteniendo una relación constante, sin embargo, un cambio en las condiciones de disponibilidad de oxígeno afectara solo al nitrato, provocando un cambio en la relación.

En sedimentos lacustres del Cuaternario la disponibilidad de oxígeno se encuentra relacionado a las condiciones hídricas, condiciones ambientales de mayor precipitación provocan cuerpos lacustres con mayor tirante de agua, lo cual restringe la oxigenación de los sedimentos depositados, por esta razón la actividad orgánica dentro de estos se ve privada de oxígeno, por lo tanto, los procesos de nitrificación se ven fomentados (Figura 1 A), por el lado contrario, condiciones asociadas con sequia (menor precipitación y mayor evaporación) provocarían un cuerpo de agua incipiente o nulo, de esta forma el oxígeno se encuentra en alta disponibilidad y los procesos de nitrificación se ven inhibidos (Figura 1 B).

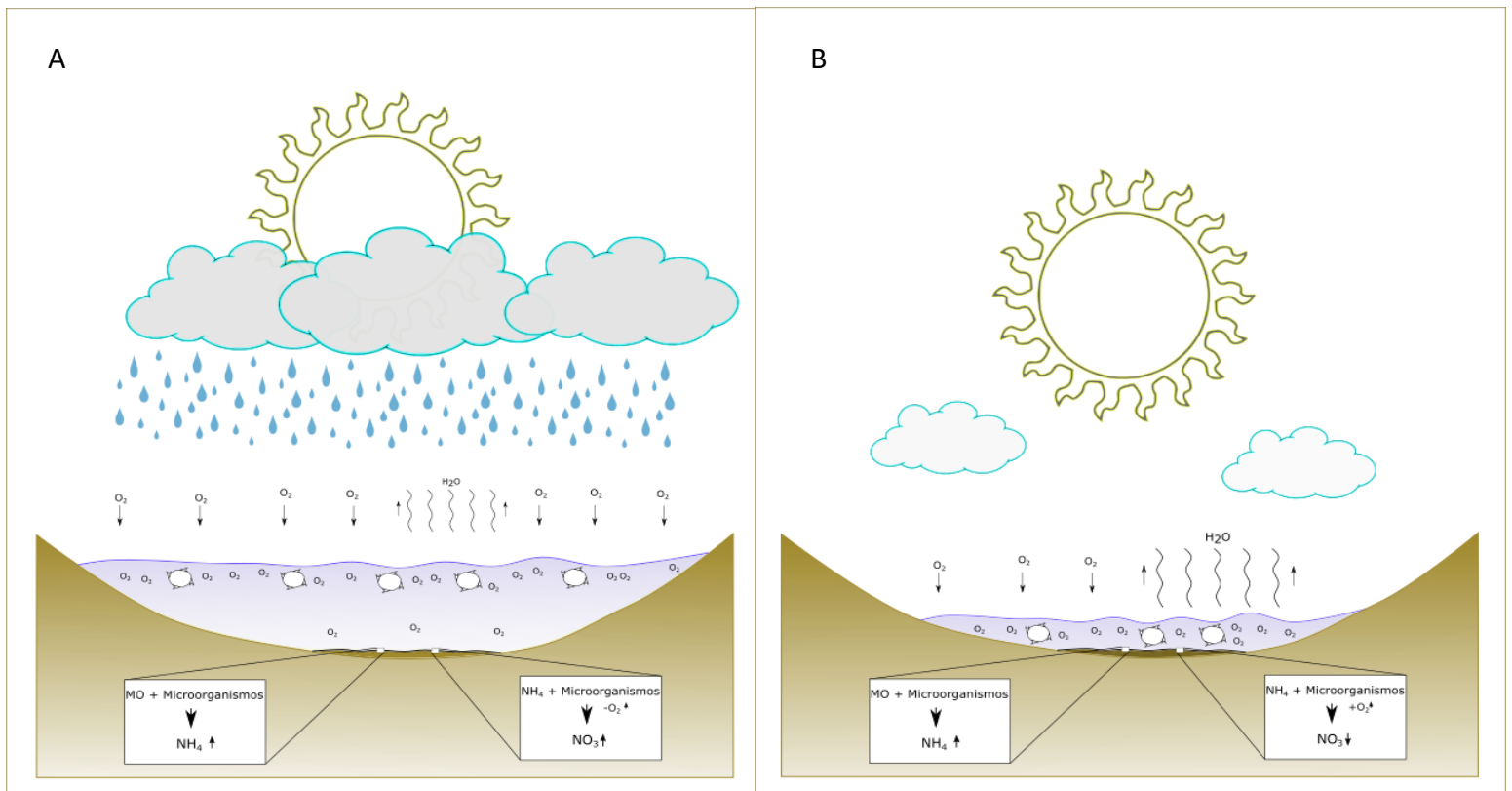


Figura 1. Esquema representativo de los ambientes que fomentan o inhiben el desarrollo de procesos de nitrificación.

1.2.2.1.3. Relación C/N

La materia orgánica conservada en los sedimentos puede encontrarse compuesta por vegetación acuática o terrestre. A partir de la relación C/N es posible distinguir algas (autóctonas o acuática) y vegetación vascular (alóctonas o terrestres) (Meyers y Teranes, 2001a). La vegetación terrestre está compuesta por más compuestos estructurales, principalmente celulosa, y teniendo una menor abundancia en proteínas. Por otro lado, la vegetación acuática se encuentra compuesta por una mayor proporción de nutrientes y una menor cantidad de compuestos estructurales. Dado a que los compuestos estructurales como celulosa están enriquecidos en C en comparación con N, la relación C/N es mayor de 20 para la vegetación alóctona, mientras que la vegetación autóctona mostrará relaciones menores a 10. Es posible encontrar valores intermedios (10-20) debido a materia orgánica con fuentes mezcladas. Sin embargo, la baja preservación puede alterar la relación causando un problema en la identificación del tipo de vegetación. Los procesos de oxidación pueden oxidar tanto el C como el N de la materia orgánica y así reduce los contenidos de ambos elementos. Sin embargo, el COT se ve mayormente afectado y la relación se ve modificada (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.).

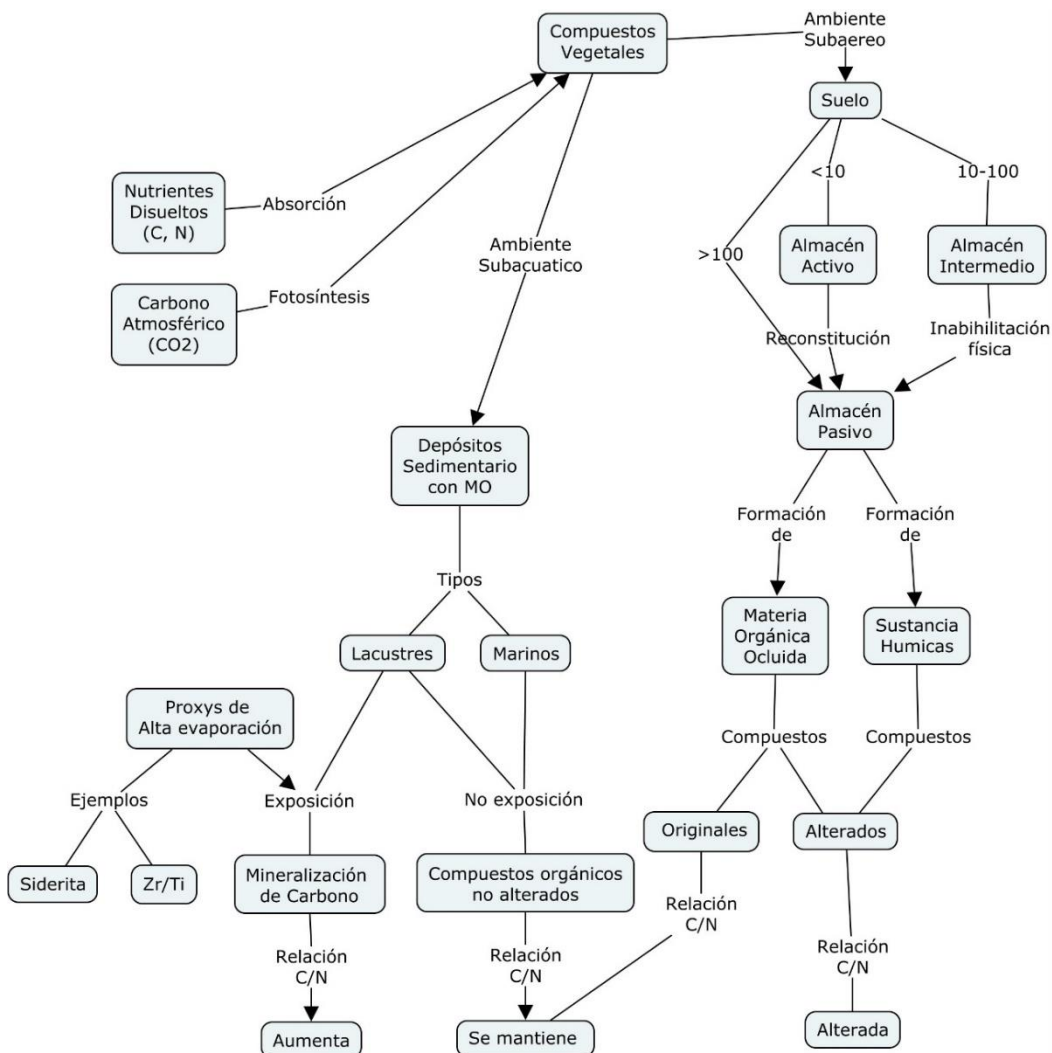


Figura 2. Diagrama mostrando la materia orgánica en diferentes ambientes sedimentarias y el uso de C/N.

1.2.2.1.4. $\delta^{13}C_{Org}$

Los isótopos estables de carbono, ^{12}C y ^{13}C , son comunes, pero se encuentran en distintas abundancias, siendo el ^{12}C el más abundante, representando cerca del 99%. Los diversos caminos a lo largo del ciclo del carbono cambian la relación existente entre las abundancias de ^{12}C y ^{13}C , lo que se conoce como fraccionamiento isotópico. La relación entre los isótopos apoya en identificar estos procesos de fraccionamiento (Figura 3). La $\delta^{13}C_{Org}$ de la materia orgánica estima el fraccionamiento causado por los procesos fotosintéticos durante la absorción de CO_2 a partir de las plantas. Las plantas terrestres absorben preferentemente ^{12}C de la atmósfera, lo que hace que la materia orgánica terrestre tenga valores negativos de $\delta^{13}C_{Org}$ en comparación con el estándar V-PDB (A. S. Cohen, 2003).

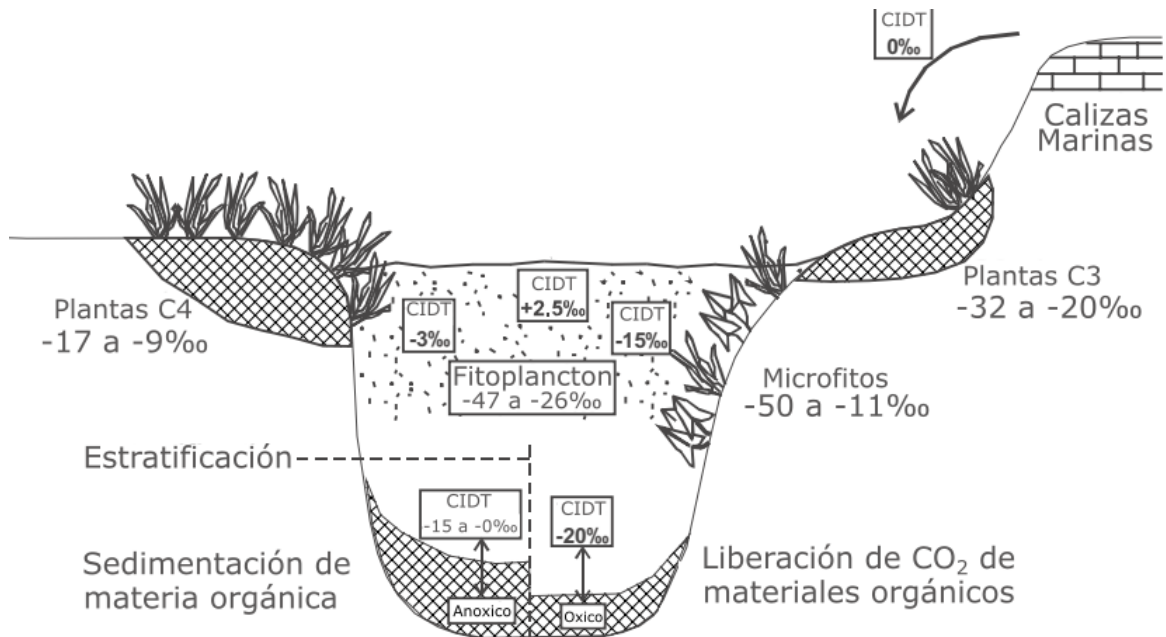


Figura 3. Composición isotópica de carbono en materia orgánica con diferentes fuentes alóctonas (vegetación con fotosíntesis tipo C₃, C₄) y autóctona (fitoplancton) y también la influencia de carbono inorgánico disuelto total (CIDT) proveniente de rocas calizas (Modificado de Leng, 2006).

La ruta fotosintética C₃ es común de la mayoría de los árboles, arbustos y pastos de clima templado-frío, y regiones tropicales, produciendo valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -32 ‰ y -25 ‰ (Cerling et al., 1993). Por otro lado, la ruta fotosintética C₄ es típica de las gramíneas y juncias de clima semiáridos, dando los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -14 ‰ y -10 ‰ (Tabla 3). Las plantas C₄ presentan menor eficiencia fotosintética que la vegetación de tipo C₃. Sin embargo, las plantas C₄ usan menos agua, lo cual les da ventaja en zonas con alta evaporación y baja disponibilidad de CO₂ (Street-Perrott et al., 1997). Por último, el tipo de fotosíntesis CAM es utilizado por una variedad de plantas suculentas, generalmente en regiones áridas y semiáridas, dando valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -20 y -10 ‰ (Tabla 3) (A. S. Cohen, 2003). La vegetación acuática, cuenta con un rango más amplio, dado a que sus composición de los isótopos de carbono se encuentra principalmente controlada por la composición del cuerpo de agua en el que se desarrolla, encontrándose representadas principalmente por fitoplancton y teniendo un rango de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -30 y 15‰. Sin embargo, la vegetación también presenta plasticidad y resistencia a las variaciones ambientales, y no responder sensiblemente a la condición ambiental.

Tabla 3. Los rangos de composición isotópico del carbono en materia orgánica provenientes de la vegetación con fotosíntesis tipo C₃, C₄ y CAM en diferentes ambientes.

Tipo de Fotosíntesis	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	Ambiente
C ₄	-14 a -10 ‰	Semiárida
C ₃	-32 a -25 ‰	Tropical y templado a frío
CAM	-20 a -10 ‰	Semiárido a árido
Fitoplancton	-30 a -15 ‰	Acuática

1.2.2.2. Erosión (Si, Al y Ti)

Dentro de los depósitos sedimentarios en cuencas lacustres se encuentran elementos inorgánicos con abundancias variables. Estos elementos están asociados con la erosión de las fracciones inorgánicas de diferentes litologías aflorando alrededor de la cuenca. Los clásticos reflejan erosión de los sedimentos terrígenos (alóctonos) transportados vía procesos fluviales y eólicos. Las relaciones de elementos más comunes que se han utilizado como proxys para estimar las abundancias de los terrígenos aportado mediante procesos fluviales son concentraciones de Si, Ti y Al o las relaciones de K/Al, Mg/Al y Rb/Al (Martinez-Ruiz et al., 2015). Las relaciones de Si/Al, Ti/Al y Zr/Al han sido usando como proxy de aporte eólico (Martinez-Ruiz et al., 2015). De esta manera es posible asociar el aporte de elementos terrígenos dado a las precipitaciones sucedidas a lo largo del tiempo.

De manera general, los periodos de aportes por procesos eólicos se ven disminuidos con el aumento de precipitaciones en la región. Por ejemplo, se observó un decremento en las relaciones de Si/Al, Ti/Al, Zr/Al y aumento en las relaciones de K/Al, Mg/Al mostrando

los eventos húmedos en depósitos del Mediterráneo oriental (Nijenhuis et al., 2001; Warning y Brumsack, 2000; Wehausen y Brumsack, 1999, 2000). Sin embargo, los proxys pueden mostrar variaciones dado a que los clásticos pueden ser erosionados de diversas rocas. Es decir, el decremento o aumento de uno de estos indicadores puede encontrarse asociado con el cambio de la composición de la roca madre y no con el cambio de las condiciones de humedad o sequía de la zona.

1.2.2.3. Salinidad en cuerpos de agua (CO_3^{2-} , SO_4^{2-} y Cl^-)

Los minerales autigénicos son aquellos formados dentro de la cuenca a partir de precipitación química. Las evaporitas representan los minerales autigénicos (autóctonos) depositados mediante evaporación del cuerpo de agua. La composición, así como la abundancia se encuentra sujeto a las condiciones ambientales, en especial a la precipitación y evaporación, así como de la composición química del cuerpo de agua.

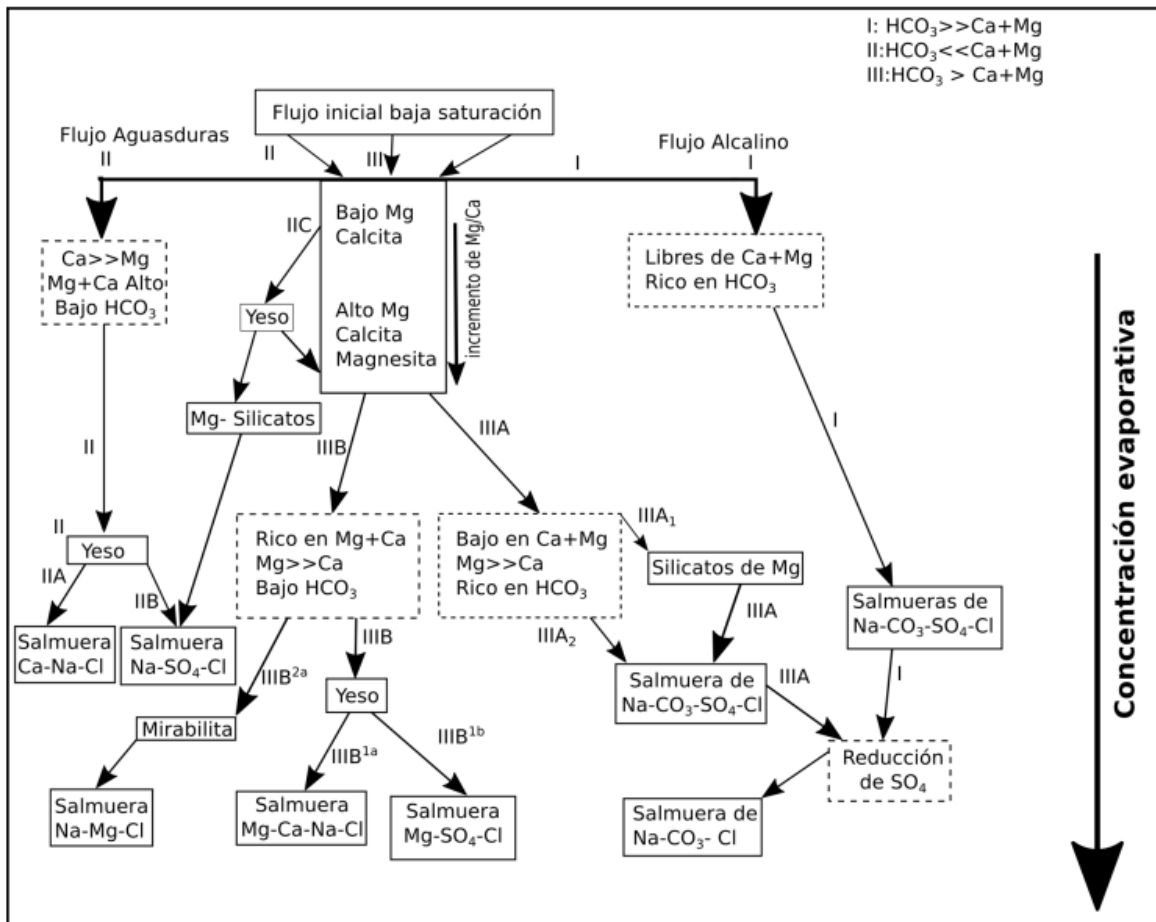


Figura 4. Diagrama esquemático mostrando la evolución de salmueras por el modelo de Eugster y Hardie (1978).

Basados en los modelos de evolución de salmueras (Eugster y Hardie, 1978), el agua de las salmueras está representada por 3 distintos tipos basados en su composición (Figura 4). El agua tipo I (alcalina, $\text{pH} > 7$) se encuentra enriquecida por bicarbonatos (HCO_3) y una escasa presencia o nula de magnesio (Mg) y calcio (Ca), dando origen a minerales de carbonato sódico durante evaporación, tales como trona o nahcolita. El agua tipo II (agua dura) se encuentra enriquecida en su mayoría por Ca+Mg y presentando una carencia de bicarbonato ($\text{Ca} + \text{Mg} \gg \text{HCO}_3$), esta agua al no contener bicarbonato no puede precipitar carbonato, por lo cual precipita sulfatos de Ca (yeso) durante la evaporación. Por su parte, el agua tipo III se encuentra enriquecida por bicarbonato y en menor cantidad la presencia de Ca+Mg ($\text{HCO}_3 > \text{Ca} + \text{Mg}$), este tipo de agua durante la evaporación comenzará precipitando carbonatos, inicialmente calcita y posteriormente dolomita y magnesita. Si el aporte de agua se mantiene y la evaporación aumenta al igual que la temperatura, el cuerpo de agua comenzará a precipitar de sulfatos de Ca (yeso) y si continúa la presencia de agua la salmuera evolucionará a precipitar cloruros, tales como halita (NaCl).

1.3. Justificación

Es de gran importancia poder comprender a detalle los procesos superficiales, así como sus efectos sobre las características geoquímicas e isotópicas de los sedimentos, de esta manera generar registros de paleoclimatología o condición ambiental del pasado con el mínimo error (Cohen, 2003; Miralles, 2010).

Se han generado registros de precipitación y desertificación del Cuaternario tardío usando los contenidos de diferentes elementos químicos solubles e insolubles como proxys de erosión en los archivos sedimentarios de las cuencas sedimentarias en los estudios previos de paleoclimatología en los ecosistemas áridos del norte de México (Ortega-Rosas et al., 2017; Roy et al., 2015). Sin embargo, la variación de erosión posiblemente fue controlado por la estabilidad del paisaje, por la cobertura de vegetación y la actividad eólica, no solo por el aporte pluvial a la cuenca. Así mismo, los procesos de oxidación posiblemente modificaron el contenido de materia orgánica preservada en los sedimentos y subsecuentemente la relación C/N. Estos procesos podrían acarrear errores en la interpretación de las respuestas registradas por los proxys

Es posible observar modificaciones en las características geoquímicas de los sedimentos por procesos alóctonos y autóctonos a partir de un estudio multi-proxy utilizando datos de mineralogía, geoquímica de silicatos y aluminosilicatos y los isotopos estables en las cuencas hidrológicamente cerradas. Por ejemplo, el fraccionamiento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ está controlado por la fotosíntesis y no por oxidación de carbono orgánica, de esta manera se puede eliminar el error asociado con la oxidación de materia orgánica y modificación de la relación C/N e identificaría el origen de la materia orgánica comparando la relación C/N y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. De esta manera es posible dar una respuesta robusta a condiciones ambientales, si se compara las respuestas de diversos proxys en convergencia a un proceso en común.

2. Área de estudio

2.1. Ubicación

El Desierto de Chihuahua es el desierto más grande de Norteamérica y se extiende sobre los estados de Chihuahua, Durango, Coahuila, Zacatecas, Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí en México, así como también parte de los estados de Texas, Nuevo México y Arizona en Estados Unidos (Palacios-Fest et al., 2002). El desierto se encuentra limitado al este por la Sierra Madre Oriental y al oeste por la Sierra Madre Occidental. La Cuenca de Sandia se encuentra ubicada en la margen sur-oriental del desierto de Chihuahua en el estado de Nuevo León, en el municipio de Aramberri. Este sitio está ubicado en las coordenadas 24°11'55" Norte y 100°04'30" Oeste y tiene una elevación de 1585 msnm (Figura 5). La cuenca se encuentra al pie occidental de la Sierra Madre Oriental y tiene una extensión aproximada de 663 km² de área, midiendo un ancho máximo de 15 km y un largo máximo de 44 km (Vera-Vera, 2017).



Figura 5. Mapa mostrando la república mexicana y el desierto de Chihuahua. La Cuenca de Sandia está ubicada en la margen sur-oriental del desierto, en el estado de Nuevo León (Vera-Vera, 2017).

2.2. Geología

2.2.1. Geología Regional

El estado de Nuevo León se localiza en el noreste de México. La geología y condición tectónica de la región están ampliamente documentadas (Guzman y De Cserna, 1963; Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Padilla, 1986; Sedlock et al., 1993). La litología se encuentra conformada principalmente por rocas sedimentarias que sobreyacen un basamento metamórfico, con edades que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. Las rocas más antiguas afloran al sureste del estado y constituyen un paquete de esquistos de edad Paleozoica. Los depósitos con mayor extensión son rocas carbonatadas del Cretácico y conglomerado del Cuaternario (Escalante y Rodríguez, 2008). Estas secuencias Fanerozoicas fueron plegadas y cabalgadas por los esfuerzos máximos de la Orogenia Laramide durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano (Padilla, 1986).

La geología forma parte del terreno tectono-estratigráfico del Sierra Madre Oriental (SMO), un relieve morfoestructural curvado de más de 800 km de longitud con elevaciones que sobrepasan los 2500 msnm. Este terreno tectónico contiene dos flexiones importantes: una a las cercanías de Torreón, en el estado de Coahuila, y la otra hacia Monterrey en el estado de Nuevo León, conocida como la curvatura de Monterrey. Tiene una extensión desde la Faja Volcánica Transmexicana, hasta la proximidad de la Ciudad de Torreón (Eguiluz et al., 2000; Padilla, 1985) (Figura 6). De acuerdo al análisis estratigráfico, paleogeográfico y morfoestructural, la franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental puede dividirse en varios sectores, de los cuales el Sector Saliente de Monterrey, que se ubica desde Saltillo, el poniente de Monterrey y Villagrán, Tamaulipas, hasta Aramberri, Nuevo León es el área de mayor interés en el presente trabajo (Eguiluz et al., 2000). El sitio de estudio se encuentra dentro de los pliegues isoclinales en el Sector Saliente de Monterrey, que va desde Saltillo (estado de Coahuila) hasta el sur de Aramberri (estado de Nuevo León). Estos pliegues son doblemente buzantes en sus extremos, y ligeramente inclinados al noreste, debido a posibles fallas inversas no emergentes ubicadas entre Saltillo y Monterrey, pero visibles entre Monterrey y Aramberri (Eguiluz et al., 2000). Dicho plegamiento fue controlado por la posición de los bloques del basamento y por la distribución y el espesor de las evaporitas de la Formación Minas Viejas de edad Oxfordiano (Padilla, 1985).



Figura 6. Fotografía satelital (LANDSAT) mostrando los pliegues que forman a la curvatura de Monterrey (escala 1:100,000). M-Monterrey; S-Saltillo; A-Allende; L-Linares; G-Galeana; ES-El Salvador; CO- Concepción del Oro (Padilla, 1985).

2.2.2. Geología local

La cuenca de Sandía El Grande, el sitio de estudio, se encuentra en la sección sur de la Curvatura de Monterrey (sector saliente de Monterrey) dividido en 5 grandes áreas: área norte, área sur, área de basamento somero, o área del anticlinal potosí, área de vergencia opuesta, y anticlinal La Silla (Padilla, 1985). La Figura 7 muestra la geología de la cuenca. Las litologías están compuestas por rocas sedimentarias, predominantemente por el conglomerado polimigítico Terciario, en contacto con los sedimentos lacustres. Los sedimentos lacustres son producto de la erosión de calizas intercaladas con lutitas de la Formación Taraises del Cretácico Inferior y Superior, calizas intercaladas con lutitas del Cretácico Superior de la Formación San Felipe y las lutitas y areniscas de la Formación Caracol, localizadas principalmente al oriente y occidente de la cuenca. Todas esas formaciones afloran formando una serie de anticlinales y sinclinales orientados preferentemente NE-SW. Las unidades de la Formación San Felipe afloran en contacto con calizas y lutitas de edad Jurásicas de la Formación Agua Nueva hacia el noreste de la cuenca. En esta zona las líneas de charnela de los pliegues antes mencionados tienden a orientarse en dirección norte-sur, dado que se encuentra en las cercanías de la Curvatura de Monterrey.

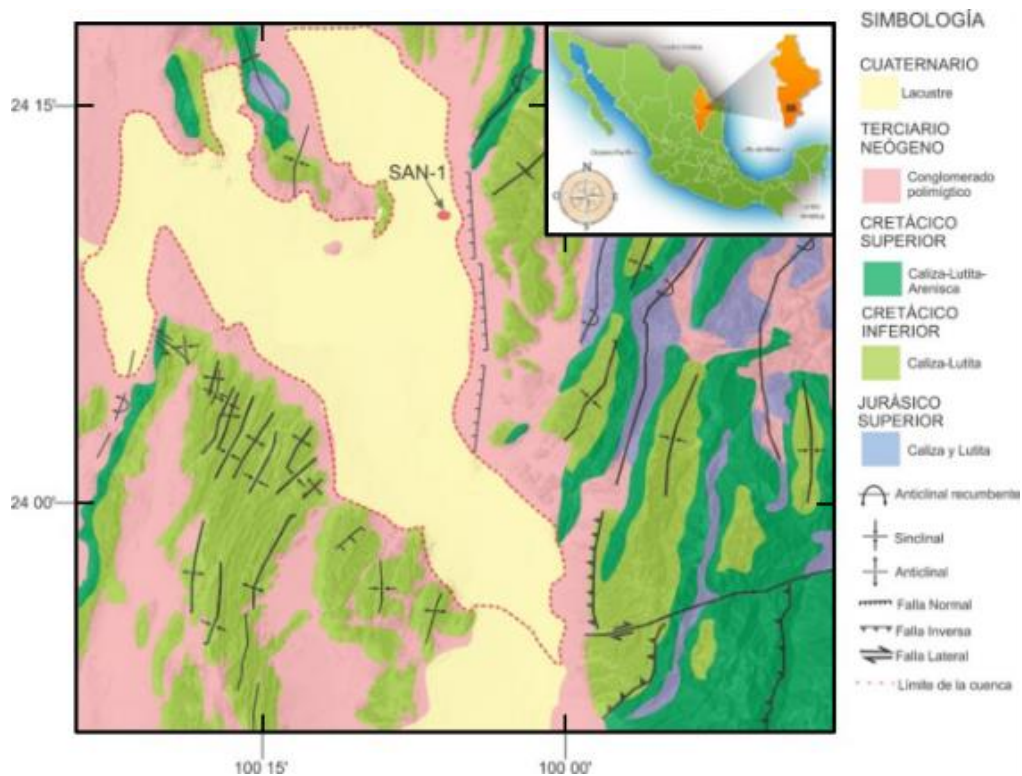


Figura 7. Geología del área de estudio, donde la línea punteada roja delimita la cuenca de Sandía (modificado de INEGI 1:50,000, noviembre 2018).

2.3. Clima

El clima del estado de Nuevo León en general es seco (B), mostrando variación entre árido (Bw) y semiárido (Bs) (Köppen, 1918). Las zonas áridas se caracterizan por tener precipitaciones anuales menores al 350 mm y temperaturas que oscilan entre 15 y 25°C (Sánchez, 2019). A partir de los datos meteorológicos obtenidos de tres estaciones del Servicio Meteorológico Mexicano (SMN) distribuidas a distancias entre 68 y 100 km de la cuenca Sandia (Matehuala, Villagrán y Jaumave, Figura 8), a lo largo de un periodo de 59 años definido entre 1951 y 2010, se definieron las condiciones climáticas de la cuenca. La estación en Matehuala y la estación en Jaumave mostraron valores de temperatura y precipitación similares (Tabla 4), mientras que la estación en Villagrán registró mayor cantidad de precipitaciones. Esto es consistente dado a que las estaciones en Matehuala y Jaumave se encuentran del lado occidental de la Sierra Madre Oriental, mientras que la estación en Villagrán se encuentra en su parte oriental. La Sierra Madre Oriental es una barrera orográfica ante la migración de la humedad proveniente del Golfo de México, lo cual provoca condiciones relativamente más secas en el lado occidental y el lado oriental recibe mayor precipitación. Dado a que la cuenca Sandia se encuentra del lado occidental comparte las condiciones hídricas de las estaciones en Matehuala y Jaumave, mientras que por su cercanía comparte las condiciones de temperatura con las tres estaciones.

Tabla 4. Datos meteorológicos obtenidos de tres diferentes estaciones meteorológicas en las cercanías de la cuenca Sandia (SMN).

Estación	Matehuala	Villagrán	Jaumave
Temperatura promedio (°C)	20.3	22.6	21.5
Precipitación anual (mm)	497.5	891	461.9

Basados en los datos meteorológicos registrados en las estaciones, la cuenca de Sandia recibió una precipitación estimada anual entre 461.9 y 497.5 mm y la temperatura media fue entre 20 y 22.5°C. Los meses de mayo, junio, julio, agosto y septiembre constituyeron el intervalo de mayor precipitación, así mismo los meses entre mayo y septiembre fueron de mayores temperaturas.

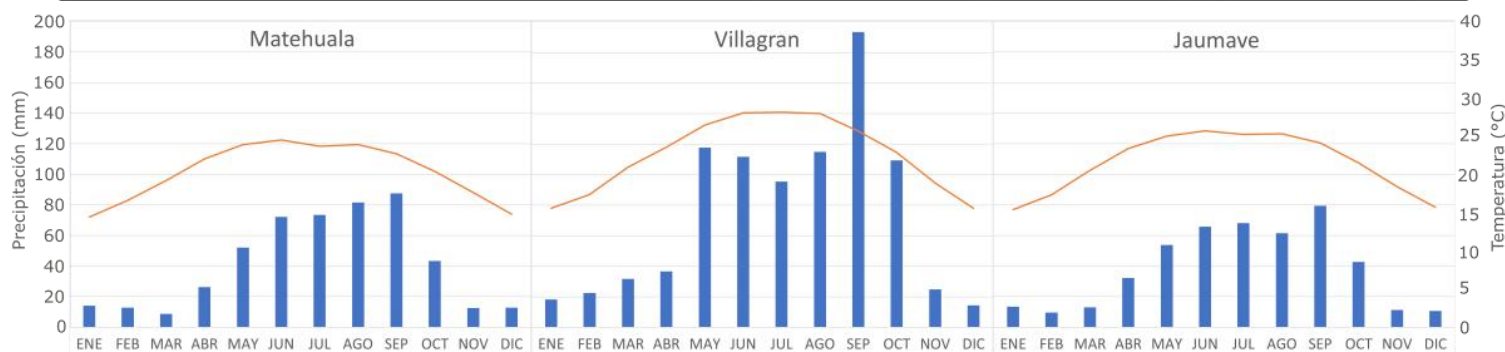
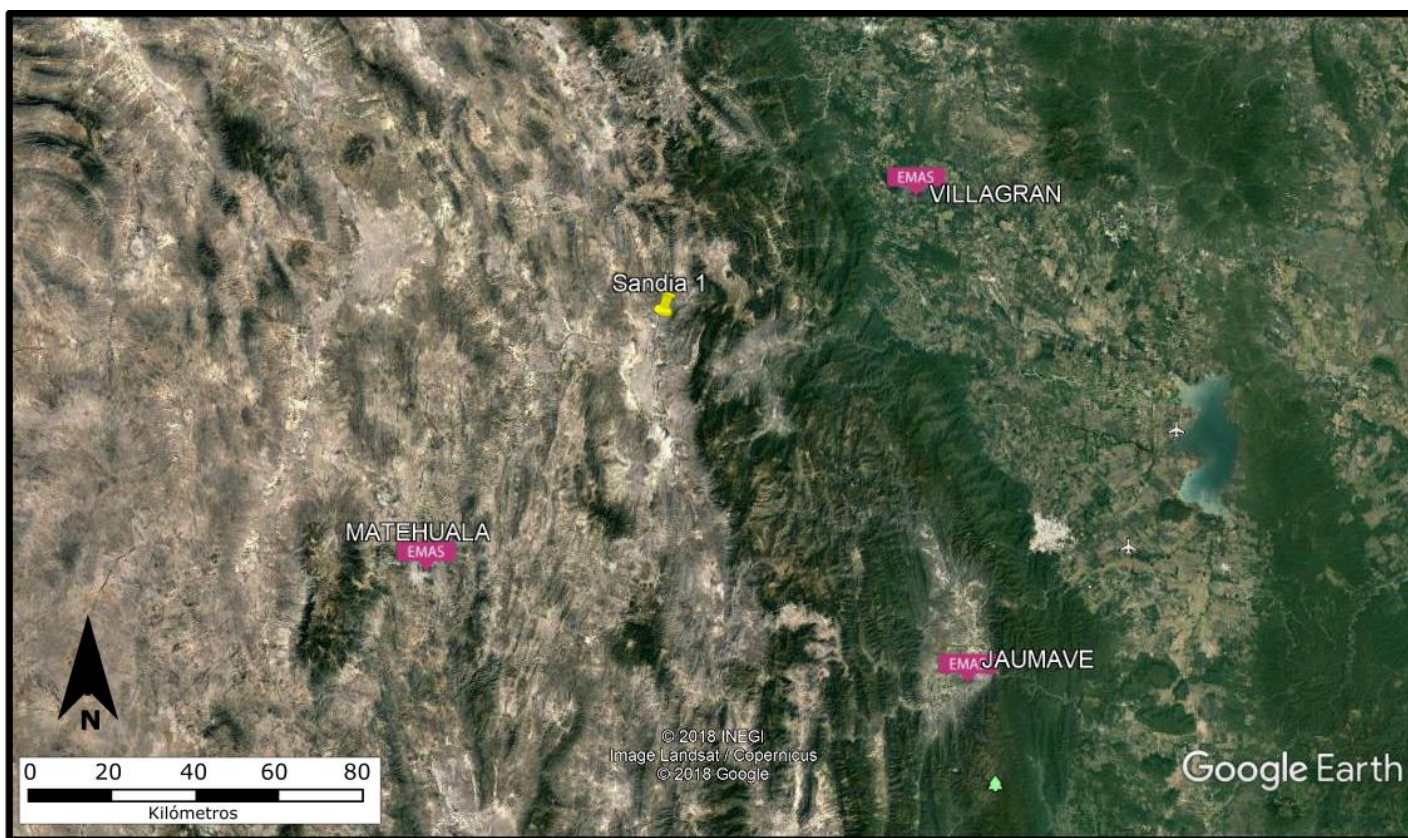


Figura 8. Mapa con las tres diferentes estaciones meteorológicas entre 1951-2010 en las cercanías del área de estudio (estaciones en Matehuala, Villagrán y Jaumave) y se muestran la precipitación (mm) y la temperatura media en °C. Las barras azules muestran la precipitación y las líneas rojas la temperatura (SMN y Google Earth).

3. Metodología

3.1. Trabajo de campo

Se realizó una salida de campo con el objetivo de la recolección de muestras en marzo del año 2015. La toma de muestras se realizó a través de la excavación de una trinchera en la parte norte de la cuenca del paleolago Sandia (Figura 9). La columna sedimentaria, nombrada con el código SAN-1, está ubicada en el sitio con coordenadas $24^{\circ} 11' 13.6''$ latitud Norte y $100^{\circ} 06' 4.4''$ longitud Este. Esta constó de una profundidad de 300 cm y ancho y largo de 2x2 m. Se realizó la descripción estratigráfica de los sedimentos con observaciones en campo, tomando criterios texturales, mineralógicos, coloración y presencia de estructuras sedimentarias.

Posterior a la descripción estratigráfica, se procedió a la limpieza de la superficie de la pared para poder realizar la toma de las muestras. El intervalo de muestro fue de 2 cm de manera consecutiva usando espátulas de titanio y siendo almacenadas 150 muestras en bolsas herméticas individualmente y rotuladas para su correcta identificación, las cuales fueron transportadas al Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas en el Instituto de Geología de la UNAM, CDMX.

3.2. Trabajo en laboratorio

Las muestras de sedimentos obtenidas en campo fueron almacenadas en congeladores hasta su procesamiento, el cual inició con un proceso de secado de aproximadamente 10 g de cada muestra a 50°C durante 24 horas en vasos de precipitados correctamente etiquetados, para eliminar toda la humedad contenida por las muestras. Posteriormente fueron molidas en un mortero manual de ágata (Figura 10), con el fin de homogeneizar la muestra y obtener una textura cercana a arcillas. Las muestras molidas fueron colocadas en bolsas herméticas rotuladas con su respectivo código y almacenadas en refrigeración hasta el término del análisis mineralógico y geoquímico de toda la secuencia.

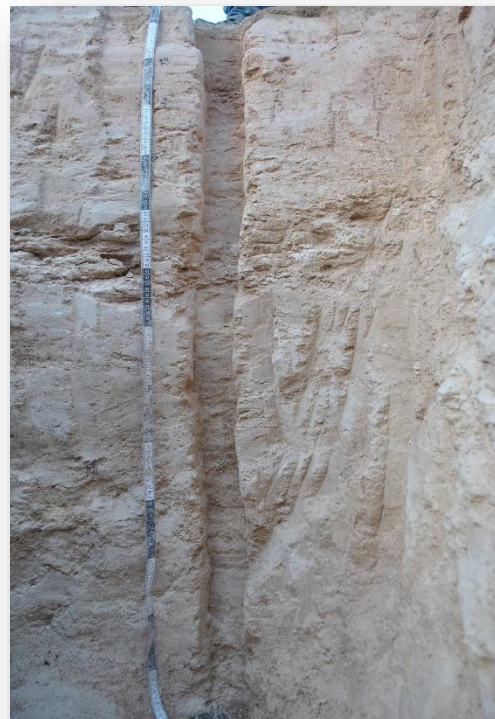


Figura 9. Sedimentos expuestos en una de las dos trincheras cavadas en el paleolago Sandia (SAN-1).



Figura 10. Preparación de las muestras en el mortero de ágata para sus posteriores análisis mineralógicos y de geoquímicos.

3.2.1. Análisis por Radiocarbono y modelo de edad

Para poder obtener un control cronológico de la secuencia sedimentaria, se realizaron dataciones por radiocarbono a la materia orgánica total contenida en los sedimentos de nueve muestras. Este análisis se realizó por Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS, por sus siglas en inglés) en el laboratorio comercial de International Chemical Analysis en Florida (EUA). Las muestras analizadas fueron colectadas a la profundidad de 263, 239, 181, 151, 101, 81, 61, 29 y 11 cm, esto para lograr un control cronológico más robusto. Posteriormente, las edades de radiocarbono fueron calibradas a través del programa OxCal 4.3 y usando la curva IntCal13 (Ramsey, 2008, 2009; Stuiver y Reimer, 1993), del cual se tomó el valor de mayor probabilidad de la curva de la edad calibrada y el intervalo de edad calibrado de 2σ .

El método para calcular edades de radiocarbono por AMS (Figura 11) se basa en la medición de los distintos isótopos de C (^{14}C , ^{13}C y ^{12}C) a partir de una diferenciación de masa entre ellos. Esta metodología presenta la ventaja de poder hacer estimaciones isotópicas en muestras con poca materia orgánica y por esto estimar edades en estas mismas muestras. Este método consiste en preparar la muestra a partir de convertirla en grafito para posteriormente ser cargada, gracias a un bombardeo de Cs, y acelerada por un diferencial de potencial. Los átomos de carbono son guiados a través de un campo magnético y estos diferenciados en relación con la masa para ser medidos a través de colectores distribuidos en los distintos trayectos. La desviación de masas ayuda en el conteo de ^{14}C , ^{13}C y ^{12}C y las relaciones isotópicas para obtener una edad convencional (Beta Analytics, 2015).

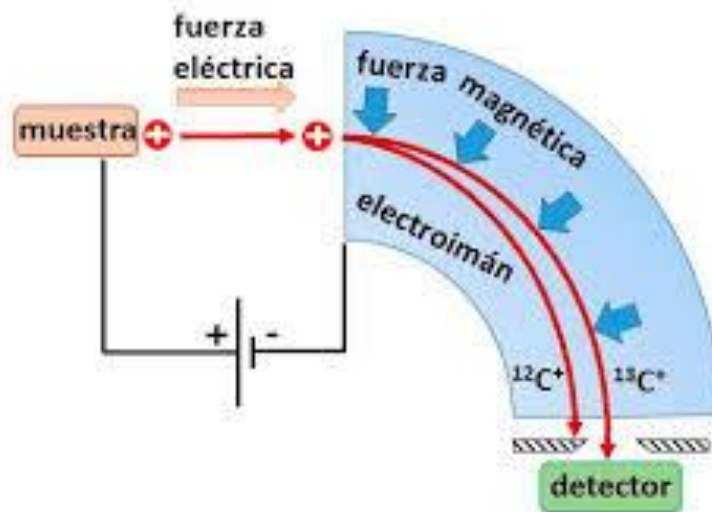


Figura 11. Ilustración que muestra los principios básicos del método de medición de distribución isotópica de C por AMS, que plantea las bases de la datación de Radiocarbono (Arazi, 2017).

La edad convencional de radiocarbono toma en cuenta la concentración de ^{14}C al momento en que el organismo detuvo sus procesos orgánicos, momento en que se detuvieron los procesos de fijación, la cual es la concentración isotópica en la atmosfera y cuantas vidas medias han pasado para que se tenga la concentración isotópica actual usando la siguiente ecuación:

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{N}{N_0}$$

Donde λ es el inverso a la vida media ($\lambda = \frac{1}{t_{1/2}}$), N es la concentración actual de ^{14}C y N_0 es la concentración al momento en que el organismo cesa la fijación.

Este metodo de datacion puede estimar la edad de muestras entre 300 y 50,000 años antes del presente (aP.). Se considera una concentración constante de ^{14}C , no toma en cuenta el fraccionamiento durante la fijación de los distintos isótopos de C y usa la vida media de Libby para obtener la edad. Sin embargo, la concentración atmosférica de ^{14}C ha tenido variaciones a lo largo del tiempo; se fracciona la fijación y la vida media estimada es distinta a la de Libby. Se realizo una corrección usando el software OxCal, la curva IntCal13 y un modelo con estadística Bayesiana para reducir la incertidumbre provocada por las variaciones de concentración de ^{14}C atmosféricas a lo largo del tiempo.

3.2.2. Concentración de elementos mayores y trazas

Las concentraciones de elementos mayores y trazas en las 150 muestras de sedimentos fueron estimadas en un equipo de fluorescencia de rayos X (FRX) de marca Thermo Scientific y modelo Nitón FXL 950 en el Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas del Instituto de Geología de la UNAM (Figura 12). El equipo es de tipo Fluorescencia de Rayos X por Energía Dispersiva (ED-XRF) que cuenta con un tubo de rayos X de 50kV hecho de Ag y un detector optimizado geoméricamente (GOLDD). La preparación de las muestras no es destructiva y es de gran facilidad. Esta consiste en colocar la muestra en una cápsula plástica con una cara tapada con la película de polipropileno TF-240-255 con un espesor $4\mu\text{m}$, y es necesario cubrir toda la película de polipropileno con la muestra (aproximadamente 10g). Se coloca un filtro de celulosa y posteriormente relleno con guata, compuesta por filamentos de algodón. La cápsula se cierra con una tapa plástica y queda totalmente sellada (Figura 13).



Figura 12. Equipo de FRX de marca Thermo Scientific y modelo Niton FXL 950.

Estas muestras se almacenaron de manera cuidadosa, evitando la contaminación de la película por contacto con ningún agente ajeno a la muestra. Esto se hizo con la intención de mejorar la calidad de las mediciones.

Las muestras fueron analizadas por el protocolo mina Cu/Zn el cual consta de una medición durante cuatro minutos, y se encuentra dividida en cuatro filtros (principal, alta, baja y gama ligera). Durante el proceso se realizó el análisis de un estándar USGS SdAR-M2, creado por el United States Geological Survey (USGS), una vez en cada diez muestras con el objetivo de lograr la estimación de la precisión del equipo durante las mediciones. Se utilizaron las curvas de calibración internas del laboratorio para corregir los valores obtenidos del equipo (Quiroz-Jiménez y Roy, 2017).

La Fluorescencia de Rayos X es una técnica analítica que consiste en un bombardeo de Rayos X primarios para interactuar con los átomos de los elementos que conforman la muestra. La energía emitida por el equipo es absorbida por la muestra y provoca que un electrón cambie de orbital y esto provoque la emisión de radiación de rayos X secundarios, la cual es característica de cada elemento (Figura 14). A su vez, la intensidad de los rayos X son proporcionales a la concentración del elemento. La cantidad del elemento en la muestra es mayor mientras más intensa sea la emisión de rayos X (Rollinson, 1993).



Figura 13. Fotografía de una muestra molida y seca en una cápsula de plástico para su análisis por FRX.

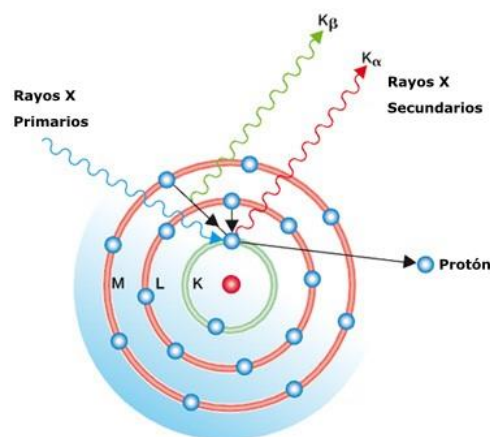


Figura 14. Diagrama que muestra el principio del método de Fluorescencia de Rayos X (modificado de (Aparicio, 2018)).

3.2.3. Carbono Inorgánico Total (CIT) y Carbono Orgánico Total (COT)

Las concentraciones de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT) fueron estimados en 150 muestras de la secuencia SAN-1 en un equipo HiperTOC solid analyzer de la marca Thermo Scientific en el Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas del Instituto de Geología de la UNAM (Figura 15). El proceso se divide en la medición del contenido del Carbono Total (CT) y la medición del Carbono Inorgánico Total (TIC), obteniendo COT de la diferencia de estos ($COT=CT-CIT$).

Para la estimación de carbono total, se usaron alrededor de 10mg de muestra molida y seca, la cual fue colocada en una cápsula de cuarzo. Esta cápsula se colocó dentro del módulo de CT, el cual cuenta con un horno que realizó la combustión de la muestra a una temperatura de 980°C. El equipo realizó la calcinación de la muestra de manera progresiva y en presencia de un flujo de oxígeno para fomentar la oxidación de los compuestos con carbono. La emisión de dióxido de carbono (CO_2) se encuentra acarreada por el mismo flujo desde la cámara de combustión a un detector infrarrojo. Las mediciones que realiza el equipo fueron calibradas a través del software ThEuS y curvas de calibración realizando una conversión del volumen de CO_2 a la masa de carbono en porcentaje para obtener una concentración de carbono en la muestra. Este método de incineración estima la medición del carbono total contenido en las muestras, ya que al incinerar la muestra se libera tanto el CO_2 contenido en la materia orgánica, como el que se encuentra contenido en los carbonatos.

Se cuantificó el contenido de carbono orgánico asociado con los carbonatos en temperatura ambiente, en el cual se usó aproximadamente 10mg de muestra molida y seca en una digestión con ácido fosfórico en una cápsula de cuarzo. De la misma manera que el proceso anterior, se pesa la cantidad de muestra introducida de manera cuidadosa en la cápsula de cuarzo y se introduce la muestra en el interior de una cámara de digestión cerrado herméticamente y con un flujo constante de oxígeno (Figura 16). Se añadió ácido fosfórico al 10% a la muestra dentro de la cámara con ayuda de una jeringa. De esta manera, el carbono inorgánico que pertenece a los carbonatos se liberó y fue analizado en los detectores de infrarrojo. Se dejó fluir el oxígeno antes de la introducción de ácido, de tal manera que se elimine el dióxido de carbono introducido al cilindro proveniente del medio ambiente. Después de

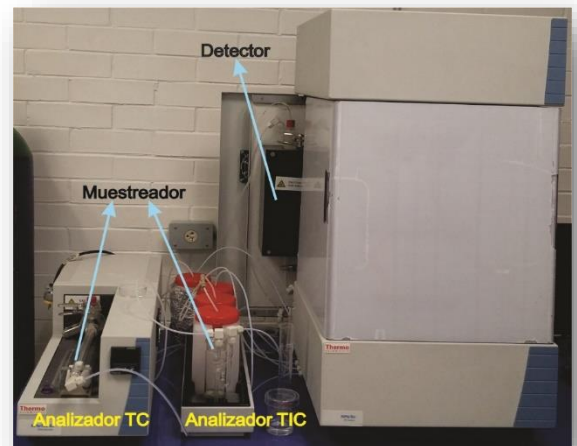


Figura 15. Equipo Thermo Scientific modelo HiPerTOC utilizado para análisis de carbono orgánico y carbonatos.



Figura 16. Sistema de análisis para medición de carbono inorgánico en el equipo de HiPerTOC.

determinado tiempo, se comienza a introducir el ácido fosfórico con una jeringa. El CO_2 contenido en los carbonatos fueron acarreado por el oxígeno, y medidos por el equipo. Al final del análisis, se obtuvo la concentración de carbono inorgánico total en la muestra en porcentaje

3.2.4. $\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica

La estimación de los isótopos estables de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) en 60 muestras fue realizada a través de espectrometría de masas acoplada a un analizador elemental. Se realizó un tratamiento previo de las muestras con 1N HCl con el objetivo de eliminar los carbonatos. Posteriormente, las muestras se lavaron tres veces con agua Mili-Q para eliminar los residuos de ácido y sales resultantes de la oxidación de los carbonatos con el HCl. Las muestras resultantes fueron analizadas en un equipo de espectrometría de masas Thermo Electron DeltaV Advantage acoplado a una interfaz ConFlo II conectado a un analizador elemental Carlo Erba NA 1500 CNHS. Se usó el estándar V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) para la presentación de las abundancias de los isótopos de carbono en permil (‰), estos análisis fueron realizados en la University of Florida.

El concepto de la espectrometría de masas está basado en la separación de diversos iones con base en su relación carga/masa, usando la influencia que tiene un campo magnético sobre ellos para desviarlos de una trayectoria recta. La muestra es ionizada dentro de una cámara al vacío donde los iones se cargan y son acelerados por una corriente eléctrica de manera que adquieran una trayectoria recta. Posteriormente pasan por un campo magnético con el objetivo de curvar su trayecto. Los iones con menor masa tienen una mayor curvatura en su trayecto que los de mayor masa. Por último, los iones terminarán su trayecto en colectores distribuidos en los distintos trayectos desviados y medirán la cantidad de impacto de iones que tuvo cada uno, de esta manera estimar las relaciones de iones de diversas masas (Abián et al., 2008) (Figura 17).

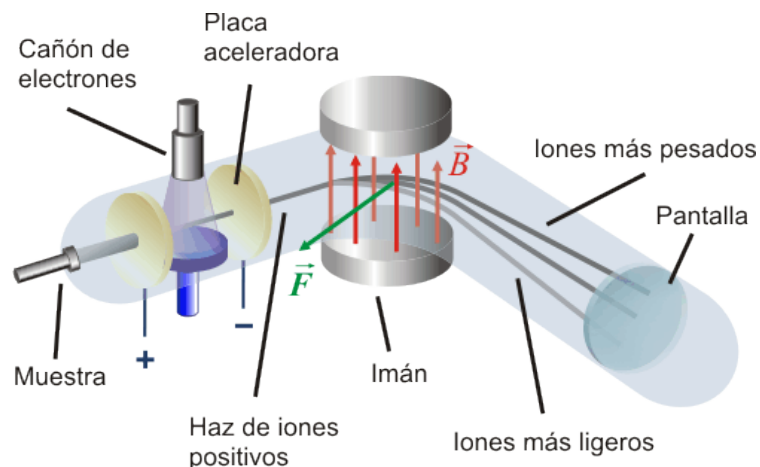


Figura 17. Esquema de un espectrómetro de masas (Martín y Serrano, s. f.).

3.2.5. Analisis de nitrógeno

El análisis de la concentración de nitrógeno fue realizado en 34 muestras en la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación (USAI) de la Facultad de Química, UNAM. Se analizó aproximadamente 2 mg de cada muestra en un analizador elemental CHNS/O 2400 Serie II Perkin Elmer (Figura 18). En esta medición se usó cistina marca Perkin Elmer como material de referencia. Este analisis permite determinar concentraciones de carbono, hidrógeno, nitrógeno y azufre en muestras sólidas y líquidas. El método está basado en la oxidación total provocada por la combustión de la muestra (Dumas, 1831). Los gases generados son transportados usando helio como el gas de acarreo, a través de un tubo de reducción y después a los separadores de columnas cromatográficas específicas. Por último, los gases separados cromatográficamente pasan por un detector de conductividad termica, el cual da una señal que se relaciona a la concentración de cada uno de los elementos presentes en la muestra.

Se realizó un analisis para diferenciar la fracción de amonio y nitratos en seis muestras de sedimentos en el Laboratorio de Biogeoquímica y Materia Orgánica del Suelo del Instituto de Geología de la UNAM. La extracción de las muestras se llevó a cabo mediante la extracción con KCl 2N en agitación horizontal durante 30 minutos al 150 rpm. La alícuota resultante se filtró por papel Whatman #1 y el amonio y nitrato extraídos se cuantificaron en un analizador de flujo continuo marca SEAL modelo AA3. El método colorimétrico para cuantificación de amonio se basa en la formación de azul de Indofenol en contacto con hipoclorito de sodio y fenol en presencia de nitroprusiato de sodio y posteriormente determinado por colorimetría a 660 nm. Mientras que la determinación de NO_3^- se basa en la reducción al nitrito por una solución alcalina de sulfato de hidracina que contiene un catalizador de cobre. Posteriormente es tratado con sulfanilamida bajo condiciones ácidas para formar una solución de color rosa y se cuantifica por colorimetría a 520 nm (Chávez-Vergara et al., 2015).



Figura 18. Analizador elemental CHS/O 2400 Serie II Perkin Elmer empleado para el analisis de Nitrógeno en la Cuenca del paleolago Sandia (Duarte, 2017).

4. Resultados

4.1. Columna sedimentaria

La columna sedimentaria ubicada en la parte nororiente de la cuenca y con una longitud de 300 cm fue descrita a partir de las observaciones en el campo (Figura 9). Los sedimentos son de texturas variables, desde limo hasta arena. Principalmente, los sedimentos están constituidos por limo arcillas, sin alguna estructura primaria (casi homogénea) a lo largo de todo su historial de depósito. Sin embargo, la parte más superficial contiene sedimentos con texturas similares a los limos y arenas. Este cambio en la textura podría estar representando cambios en las condiciones de depósito aportando sedimentos relativamente más gruesos a la cuenca. Se observa la presencia de lentes de yeso en la parte inferior y raíces en la parte superficial de la columna sedimentaria. Se definieron tres unidades con características distintas (Figura 19).

Unidad 3 (300-62 cm): Esta unidad está constituida por limo masivo con presencia de lentes de yeso a lo largo de toda la unidad. También presenta lentes de yeso macroscópicos con diámetros entre 0.5 y 1 cm.

Unidad 2 (62-27 cm): Esta unidad se caracteriza por presentar compuestos de limos calcáreo masivos con una variación de color entre rosa y el blanco.

Unidad 1 (27-0 cm): Los sedimentos de esta unidad son limo-arena con presencia de fragmentos de roca con tamaño de arena gruesa. Los sedimentos son de color marrón y presentan restos de raíces de la vegetación actual.

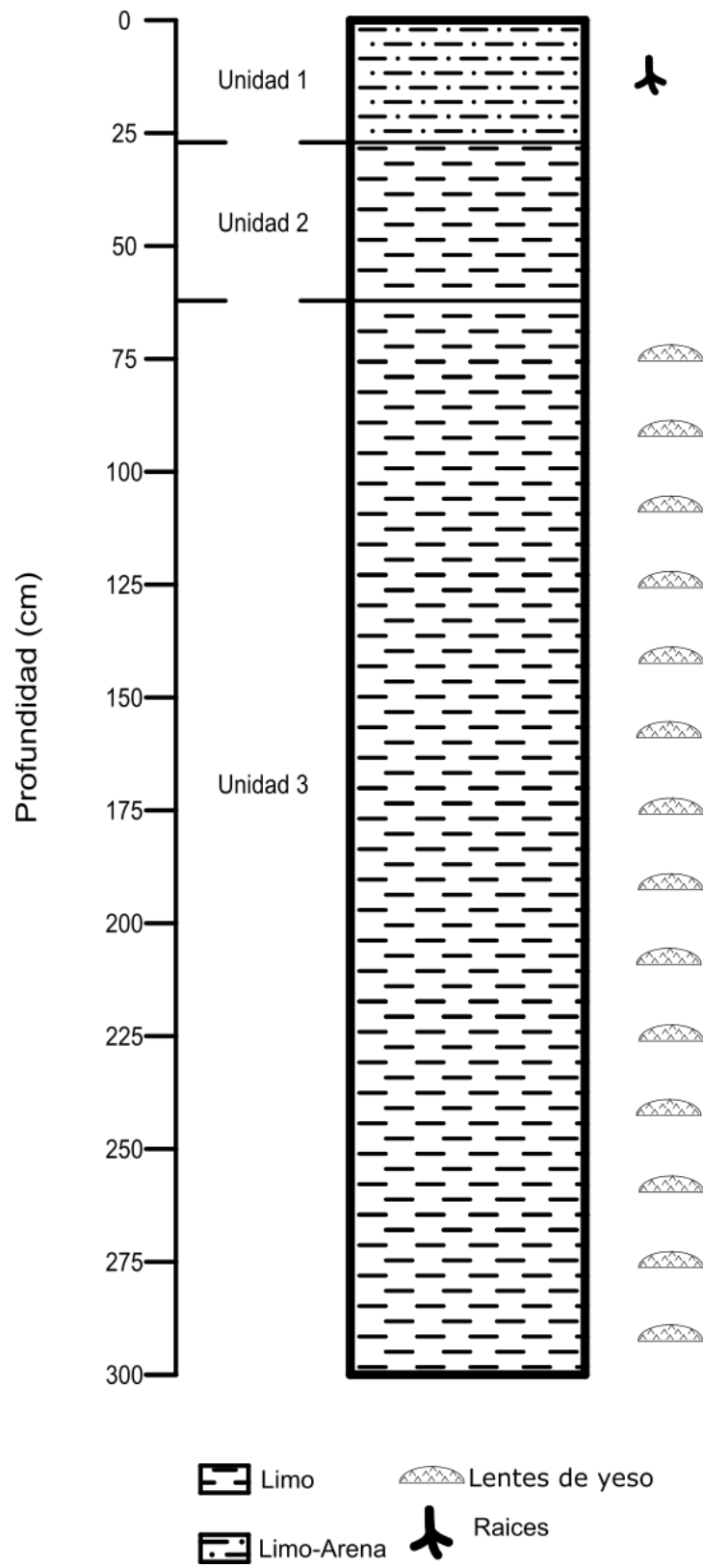


Figura 19. Descripción de la columna sedimentaria colectada mediante la trinchera (SAN-1) en Cuenca Sandía.

4.2. Modelo de edad

El control cronológico de la columna sedimentaria se realizó a partir de la datación por radiocarbono de la materia orgánica preservada en sedimentos por Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS, por sus siglas en inglés) La Tabla 5 presenta las características de las muestras, los valores de edad de radiocarbono convencional y los valores calibrados. Se obtuvo el modelo de edad generado con el software OxCal a partir de estadística Bayesiana (Figura 20). De igual manera el software realizó una estimación para la parte inferior de la columna sedimentaria asignando la edad con mayor probabilidad de 32,362 cal aP. a los sedimentos de 300 cm basándose en las tasas de sedimentación en las muestras superiores. La tasa de sedimentación fue variable entre 0.2076 mm/año y 0.0308 mm/año, mientras que la columna representa una historia sedimentaria de últimos 32,362 cal años.

Tabla 5. Los valores relacionados a la geocronología de nueve muestras de sedimentos mediante AMS.

Profundidad (cm)	Clave	Edad por AMS ^{14}C (aP \pm 1 σ)	Edad calibrada a 2-sigma (cal años aP.)	Edad con mayor probabilidad	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Tasa de sedimentación (mm/año)
11	15OS/0307	650 \pm 30	669-553	585	-10.2	0.2076
29	15OS/0308	1520 \pm 30	1525-1350	1451	-20.5	0.1009
61	15OS/0309	4110 \pm 50	4820-4446	4621	-21.1	0.1244
81	16OS/0202	5380 \pm 30	6285-6114	6228	-23.7	0.0308
101	15OS/0430	10 800 \pm 60	12775-12585	12703	-21.7	0.1394
151	15OS/0310	13 500 \pm 60	16534-16082	16289	-25.1	0.0999
181	15OS/0431	16 000 \pm 80	19525-19044	19291	-24.1	0.1138
239	15OS/0312	20 250 \pm 80	24744-24098	24384	-22.7	0.0610
263	16OS/0417	24 330 \pm 100	28619-28004	28315	-24.1	0.0914

El modelo de edad se generó con el uso de estadística Bayesiana integrando las nueve edades de radiocarbono con su respectiva profundidad. Se seleccionó un modelo de deposición del tipo Secuencia P con un valor de $k=0.8$. La edad de la base de la secuencia se estimó extrapolando hasta la base. El modelo fue evaluado en términos del índice de concordancia A que calcula el programa y debe ser mayor a 60%, el cual refleja el grado de coherencia entre las edades, su posición estratigráfica y el modelo de sedimentación seleccionado (Ramsey, 2008).

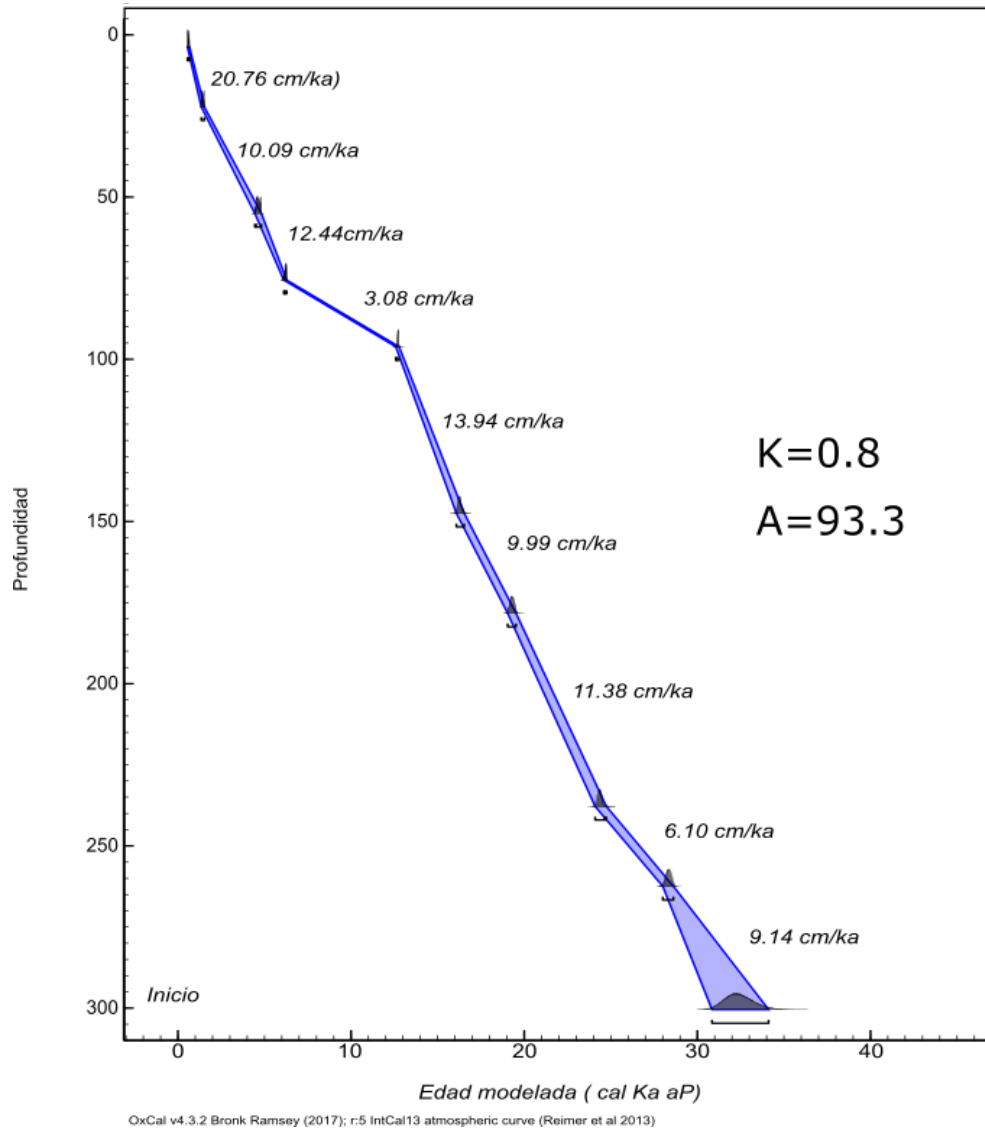


Figura 20. Modelo de edad generado a partir del software OxCal usando estadística Bayesiana en la secuencia sedimentaria (SAN-1) con 300 cm de profundidad.

Unidad 3 (300-62 cm): Esta unidad corresponde al rango de edad entre 32,362 y 4,684 cal aP y con una tasa de sedimentación en promedio de 0.095 mm/año. Las tasas de sedimentación altas fueron de 0.1244 mm/año en las profundidades entre 81 y 61 cm (6,228 y 4,621 cal aP) y 0.1391 mm/año entre las profundidades de 151-101 cm (16,289 y 12,703 cal aP). La tasa de sedimentación (0.0308 mm/año) más baja fue observada en las profundidades de 101-81 cm (12,703 y 6,228 cal aP). Es probable que la tasa de sedimentación más baja corresponda a un evento erosivo entre 101 y 81 cm, a pesar de no observar cambio en textura.

Unidad 2 (62-27 cm): Esta unidad corresponde al rango de edad entre 4,684-1,245 cal aP. y una tasa de sedimentación en promedio de 0.1009 mm/año, estimada a partir de la edad de las profundidades 61 cm y 29 cm. La tasa de sedimentación es similar a la tasa de sedimentación promedio de la unidad anterior y podría demostrar un depósito relativamente constante a lo largo de estas dos unidades.

Unidad 1 (27-0 cm): Esta unidad superior corresponde a los últimos 1,245 cal años y una tasa de sedimentación promedio de 0.2076 mm/año estimado entre 29 y 11 cm de profundidad. La tasa es mucho mayor a las anteriores unidades y la unidad muestra una gran diferencia textural con respecto a las anteriores.

Las edades muestran una buena coherencia entre sí y tasas de sedimentación relativamente uniformes. La tasa posterior otra vez es similar a la profundidad > 101 cm. Se observa una tasa de sedimentación promedio de 0.01 cm/año, es decir, que se depositó un cm cada 95 años de manera relativamente constante, excepto por los sedimentos de 101-81 cm. La tasa de sedimentación más bajas de la secuencia corresponde a depósitos de 1 cm en cada 324 años.

Basado en el modelo de edad generado, se ubicó el Pleistoceno tardío y Holoceno dentro de la columna sedimentaria y diversos eventos de variabilidad climática global (Tabla 6 y Figura 21). Los sedimentos de profundidades de 300- 98 cm corresponden a sedimentos depositados durante el Pleistoceno tardío y de 98-0 cm al Holoceno. Los sedimentos depositados durante los Estadios Isotópicos Marinos (MIS por sus siglas en inglés) 1, 2 y 3 están ubicados a las profundidades de 133-0 cm, 261-133 cm y 300-261 cm, respectivamente. Los sedimentos correspondientes al último máximo glacial fueron depositados entre 212-178 cm y los sedimentos del evento Bölling/Allerød entre la profundidad 126 y 104 cm. El evento Younger Dryas está representado por los sedimentos de 101-98 cm de profundidad. Así mismo, se ubicaron los sedimentos depositados durante los eventos Heinrich 1 (169-143 cm), 2 (253-239 cm) y 3 (300-289 cm).

Tabla 6. Correspondencia de la profundidad de las muestras contra diversos eventos de variación climática global ocurridos durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

Eventos/Intervalos	Edad cal aP.	Profundidad
Holoceno	11,700 – presente	98 - 0 cm
Estadio Isotópico Marino 1	15,000 – 0	133- 0 cm
Estadio Isotópico Marino 2	28,000 – 15,000	261 – 133 cm
Estadio Isotópico Marino 3	32,300 – 28,000	300 – 261 cm
Younger Dryas	12,700 – 11,500	101 – 98 cm
Bölling/Allerød	14,500 - 12,900	126 – 104 cm
Ultimo Máximo Glacial	23,000 - 19,000	212 - 178 cm
Heinrich 1	18,000 - 15,600	169 - 143 cm
Heinrich 2	26,500 - 24,300	253 - 239 cm
Heinrich 3	32,300 - 31,300	300 - 289 cm

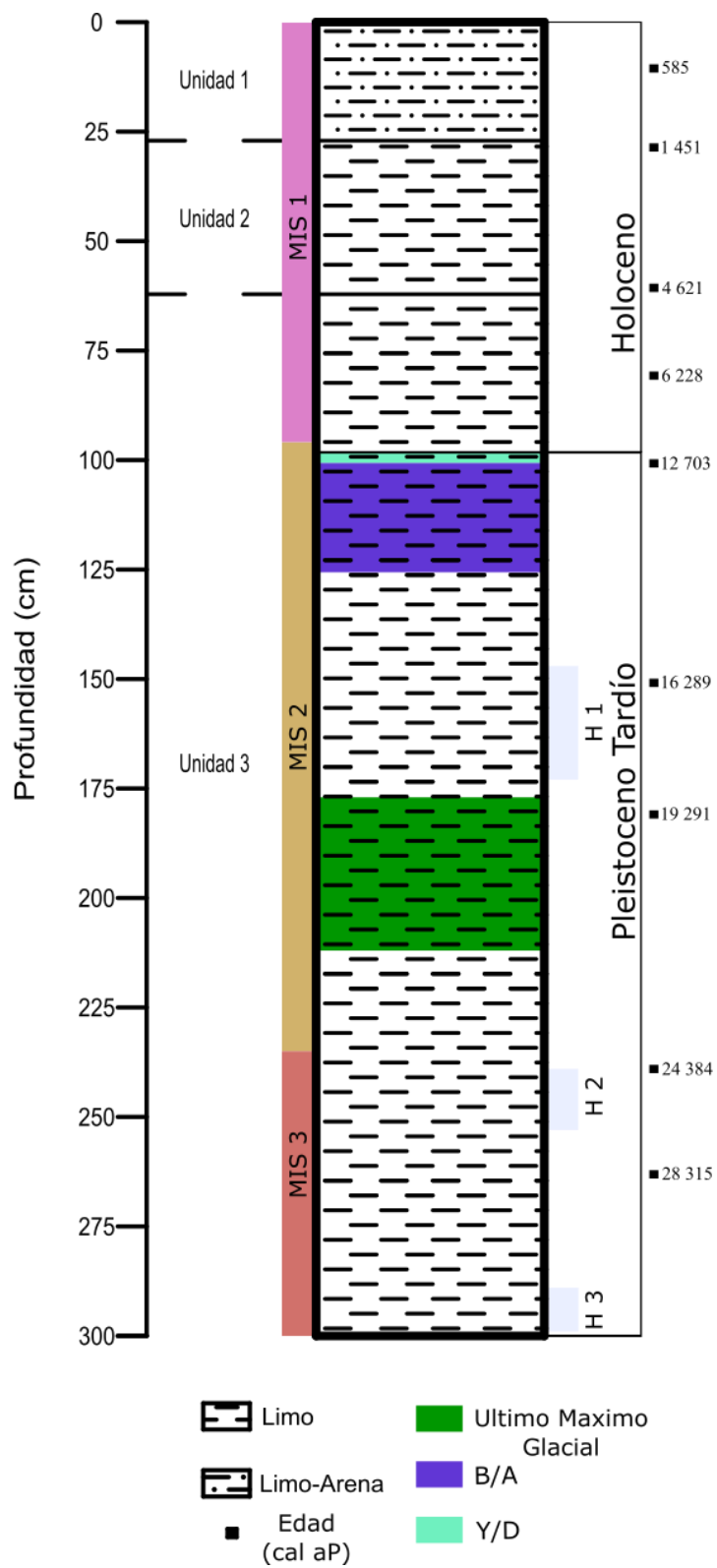


Figura 21. Columna sedimentaria con edades calibradas obtenidas a partir de las nueve muestras, así como la ubicación a profundidades de diferentes eventos de variación climática.

4.3. Materia orgánica

Las características de la materia orgánica preservada en sedimentos fueron definidas a partir del contenido de carbono orgánico total (COT), la concentración de nitrógeno total (NT), la diferencia entre amonio y nitrato, la relación C/N y así como la composición isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$) (Figura 22). La relación C/N se presenta a partir de los resultados de COT y NT, por lo tanto, las alteraciones observadas en este proxy son debidas al grado de la conservación de carbono y nitrógeno en los sedimentos.

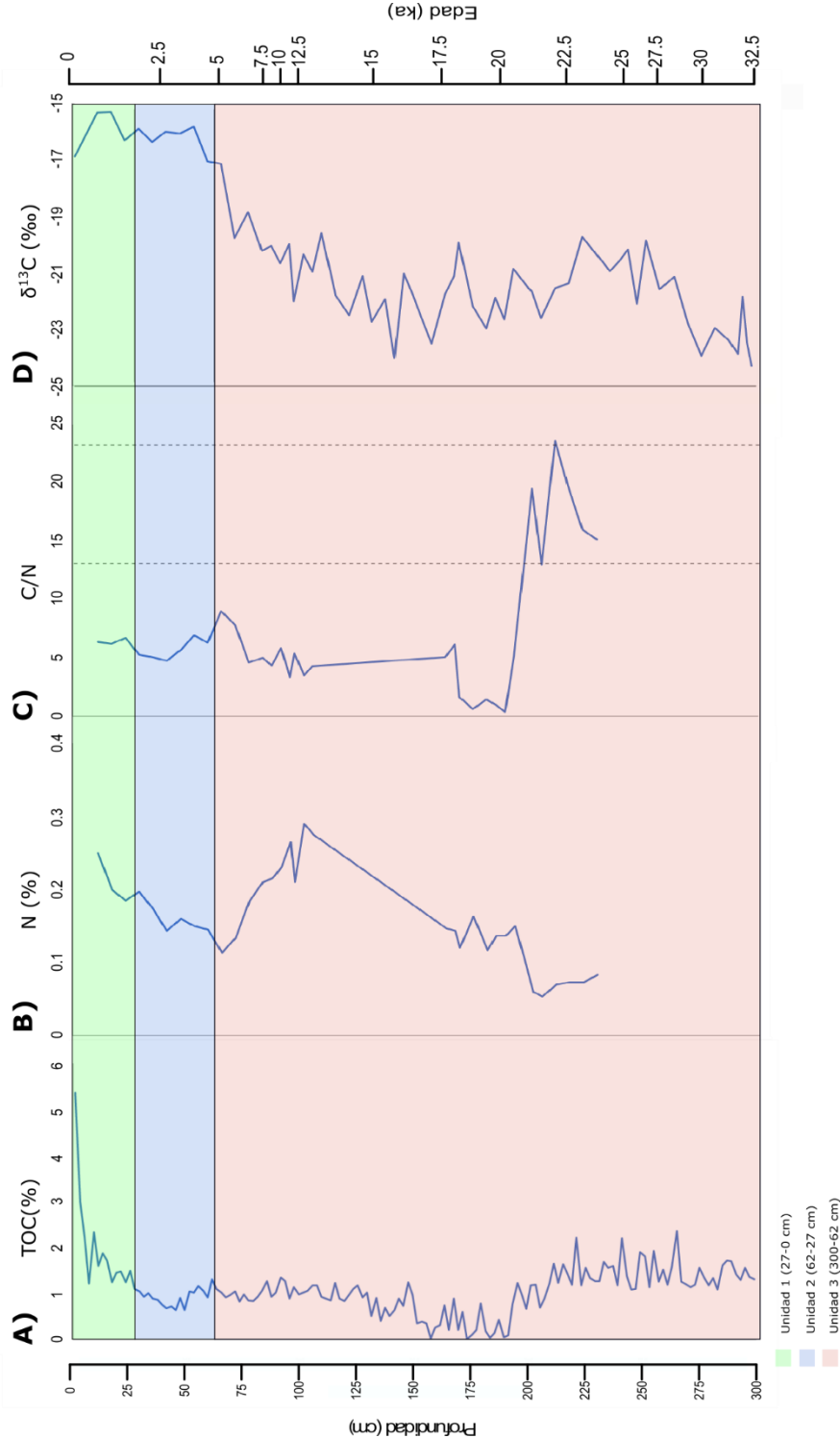


Figura 22. Graficas de analisis en MO a lo largo de la profundidad en la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Sandia. A) Las concentraciones de Carbono Orgánico Total (COT). B) La concentración de nitrógeno total. C) La relación C/N, con línea punteada la división de los rangos de valores para estimar el origen de la productividad orgánica alóctona y autóctona. D) Los valores de firma isotópica de carbono en materia orgánica

4.3.1. Carbono Orgánico Total (COT)

Los sedimentos se encuentran caracterizados por pobre producción y/o preservación de materia orgánica, los cuales muestran un promedio de 1.1% de COT. La concentración de COT varía entre un máximo de 5.36% y un mínimo de <0.01%, este último representa el límite inferior de detección del equipo. Se observa que la mayor abundancia de COT en los sedimentos más superficiales y la menor abundancia se encuentra en sedimentos con profundidades entre 191-153 cm. Por otro lado, se observa oscilación en la abundancia en los sedimentos de las profundidades >200 cm (Figura 22 A).

Unidad 3 (300-62 cm): Esta unidad muestra los valores más bajos entre 191 cm y 153 cm, con un valor promedio de 1.03%. Se observa mayor variación en la abundancia en los sedimentos de esta unidad y el valor máximo es de 2.35% en 265 cm. En algunos intervalos la abundancia es igual o menor al límite de detección del equipo (<0.01%, **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia. A**).

Unidad 2 (62-27 cm): Los sedimentos de esta unidad muestran un promedio de 0.92% de COT, con un valor mínimo de 0.63% en la profundidad de 45 cm y una abundancia máxima de 1.3% a 61 cm de profundidad. Relativamente mayor estabilidad en los valores posiblemente está dada por su corta extensión (Figura 22 A **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Unidad 1 (27-0 cm): Esta unidad presenta la mayor concentración de COT, esto dado a la posible actividad orgánica actual. Las muestras de esta unidad tienen abundancias de COT entre 1.21 y 5.36%, con un promedio de 2.01%. La tendencia muestra un descenso de abundancia con respecto al aumento en profundidad.

4.3.2. Nitrógeno total (NT)

El contenido de nitrógeno (TN) obtenidos a partir de 34 muestras distribuidas a lo largo de la columna, muestran una abundancia mínima de 0.05%, máxima de 0.46% y un promedio de 0.17% (Figura 22 B **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Las mediciones de nitrógeno se restringen entre las profundidades de 230 a 0 cm, debido a la limitante del presupuesto. Los valores no muestran gran variación, son relativamente uniformes a lo largo de toda la profundidad.

El nitrógeno correspondiente al amonio y nitrato estimado en seis muestras que presentan variaciones significativas. El amonio es relativamente más abundante en comparación con el nitrato. Los valores de NH_4^+ varían entre 1.96 y 2.84 $\mu\text{g/g}$. Así mismo, los valores de NO_3^- varían entre 0.01 y 0.65 $\mu\text{g/g}$. Se observa un cambio entre la profundidad 211 cm y 199 cm donde la fracción perteneciente a los nitratos muestra un aumento, el cual presenta como resultado la disminución en el valor de la relación $\text{NH}_4^+/\text{NO}_3^-$, aun dominante el amonio, pero ya en menor medida para los sedimentos de mayor profundidad (Tabla 7).

Tabla 7. Los contenidos ($\mu\text{g/g}$) de amonio y nitrato en algunas muestras de sedimentos de la Cuenca sandia.

Profundidad (cm)	NH_4^+	NO_3^-	$\text{NH}_4^+ : \text{NO}_3^-$
	$\mu\text{g/g}$		
49	2.84	0.20	14.5
149	1.96	0.04	55.8
199	1.97	0.01	390
211	2.05	0.65	3.15
249	2.06	0.24	8.57
299	2.21	0.33	6.66

4.3.3. Relación C/N

La relación C/N o COT/NT solo fue obtenida hasta la profundidad de 230 cm debido a la disponibilidad de los valores de NT hasta sedimentos hasta dicha profundidad. La muestra de la superficie no fue considerada dado a que esta solo mostraría alteración provocada por la actividad actual. La relación muestra un valor mínimo de 0.37, un máximo de 23.57 y con un promedio de 7.23 (Figura 22 C). El promedio de las muestras debajo de 10, corresponden a vegetación tipo autóctona, mientras que para los valores mayor de 20 corresponde a vegetación tipo alóctona. Las muestras con C/N entre 10 y 20 corresponde a una mezcla de ambos (Meyers, 1997).

4.3.4. Composición de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$

La firma isotópica $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ muestran un valor máximo de -15.29‰, un valor mínimo de -24.32‰ y un promedio de -20.62‰. Los valores muestran mayor abundancia de vegetación tipo C_3 o mezcla entre C_3 y CAM en la parte inferior de la columna y mayor abundancia de vegetación tipo C_4 en las partes más superiores. (Figura 22 D) **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**

Unidad 3 (300-62 cm): Esta unidad muestra los valores más bajos de la columna, los cuales varían entre -17.14‰ y -24.32‰ con un promedio de -21.53‰.

Unidad 2 (62-27 cm): Los valores son relativamente más homogéneos y con valores más altos en comparación con los sedimentos de unidad 3. El rango de valores es de -15.84‰ al -17.05‰, con un promedio de -16.20‰.

Unidad 1 (27-0 cm): Se observan valores altos y homogéneos, comparable con los sedimentos de la unidad 2. Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ varían entre -15.29‰ y -16.87‰, con un valor promedio de -15.94‰.

4.4. Elementos mayores y menores

Las concentraciones de Si, Ti, Al, Fe, K, Mn, Mg, Ca y S se encuentran asociadas a las abundancias de minerales clásticos, siliciclásticos y autigénicos. El Ca es el elemento más abundante en los sedimentos (22.79-14.00%), con valor promedio de 18.90%. Por otro lado, el Mn es el elemento con menor abundancia (0.007-0.013%), con un promedio de 0.0078%. El Si (0.86-12.51%) y el Mg (1.45-8.41%) muestran abundancias similares con promedios de 4.48% y 4.00%, respectivamente. Fe (0.12-0.79%) y K (0.14-0.68) muestran abundancias similares entre ellos con un promedio de 0.28%. Al (0.10-1.43%) muestra una abundancia promedio de 0.47%, el S (0.36-27.59) tiene el promedio de 7.2% y el contenido de Ti (0.04-0.16) muestra un promedio de 0.06%. Todos los elementos muestran valores más bajos en los sedimentos de la Unidad 2, con excepción de Ca, S y Mn. Los contenidos de Ca y S muestran sus valores más altos en esta unidad. En general, los contenidos de Si, Ti, Al, Fe, Mg y K muestran un comportamiento similar, con mayor abundancia en sedimentos de la Unidad 1, una disminución en la abundancia conforme aumenta la profundidad hasta la Unidad 2, donde alcanzan sus valores mínimos y aumentan sus abundancias en sedimentos de la Unidad 3 donde muestran oscilaciones similares a lo largo de esta unidad (Figura 23).

Las concentraciones de Ti, Al, Fe, Mn, Mg y K presentan índices de correlación (r) alta con la distribución de Si ($r=0.82-0.97$), indicando sus asociaciones con los minerales clásticos y siliciclásticos. Por otro lado, Ca y S muestran índices de correlación alto entre ellos ($r=0.71$) debido a su presencia en los minerales evaporíticos (p.e. calcita y yeso). Ambos muestran correlaciones negativas con el Si ($r=-0.80$ y $r=-0.9$, respectivamente).

Unidad 3 (300-62 cm): Esta unidad muestra concentraciones intermedias de todos los elementos con respecto a las otras dos unidades y una gran variabilidad en sus contenidos. Si (7.53-0.98%, promedio=4.45%), Ti (0.09-0.04%, promedio=0.06%), Al (0.79-0.11%, promedio=0.46%), Fe (0.43-0.12%, promedio=0.27%), Mg (6.2-1.8%, promedio=3.96%), K (0.42-0.14%, promedio=0.29%) y Mn (0.009-0.007, promedio=0.007%) presentan baja abundancia en sedimentos aproximadamente entre 175 y 250cm, y abundancia alta en sedimentos aproximadamente entre 225 y 275cm. Por otro lado, los comportamientos de Ca (22.57-15.37%, promedio=18.76) y S (27.54-17.16%, promedio=21.84%) son inversos a los de los elementos asociados con los clásticos (p.e. Si) que muestran mayor abundancia en las profundidades entre 175 y 250cm y menor abundancia entre 225 y 275cm (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Unidad 2 (62-27 cm): Los sedimentos de esta unidad presentan concentraciones más bajas de Si (4.75-0.86%, promedio=1.98%), Ti (0.07-0.04%, promedio=0.05%), Al (0.56-0.1%, promedio=0.19%), Fe (0.29-0.12%, promedio=0.15), Mg (5.63-1.45%, promedio=2.61), K (0.27-0.14%, promedio=0.17) y Mn (0.08-0.09%, promedio=0.007%). Los sedimentos de la profundidad 37cm muestran menor concentración de los elementos. Por otro lado, Ca (22.78-19.48%, promedio=21.47) y S (27.59-18.17%, promedio=25.46) vuelven a mostrar un comportamiento inverso con los elementos asociados con los clásticos. Ambos elementos asociados con las evaporitas alcanzan sus valores más altos en los sedimentos de 37cm (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Unidad 1 (27-0 cm): Los sedimentos de esta unidad presentan los valores más altos de Si (12.51-5.08%, promedio=8.19%), Ti (0.16-0.07%, promedio=0.10%), Al (1.43-0.61%, promedio=0.92%), Fe (0.79-0.31%, promedio=0.51), Mg (8.41-3.59%, promedio=6.25%), K (0.68-0.27%, promedio=0.39%) y Mn (0.012-0.008%, promedio=0.01%), el cual aumenta con forme se acerca a la superficie. Por otro lado, Ca (19.63-14.00%, promedio=17.23%) y S (16.96-0.36%, promedio=10.58%) muestran valores bajos, tendiendo a disminuir con forme disminuye la profundidad, mostrando una vez más un comportamiento inverso con los elementos asociados a clastos (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Tabla 8. Los valores máximos, mínimos y promedio de la concentración elemental de los sedimentos de diferentes unidades del perfil sedimentario de la cuenca Sandia.

Unidad	No. de muestras	Si (%)			Ti (%)			Al (%)		
		Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom
3	119	0.99	7.53	4.45	0.04	0.09	0.06	0.11	0.80	0.46
2	18	0.87	4.76	1.98	0.05	0.07	0.05	0.11	0.57	0.20
1	13	5.08	12.51	8.19	0.07	0.16	0.11	0.61	1.43	0.92
General	150	0.87	12.51	4.48	0.04	0.16	0.07	0.11	1.43	0.47

Unidad	No. de muestras	Fe (%)			Mg (%)			K (%)		
		Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom
3	119	0.13	0.43	0.27	1.81	6.20	3.96	0.15	0.43	0.29
2	18	0.13	0.30	0.16	1.46	5.64	2.62	0.14	0.27	0.17
1	13	0.32	0.80	0.51	3.60	8.42	6.25	0.27	0.68	0.40
General	150	0.13	0.80	0.28	1.46	8.42	4.00	0.14	0.68	0.29

Unidad	No. de muestras	Mn (%)			Ca (%)			S (%)		
		Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom
3	119	0.007	0.010	0.008	15.38	22.57	18.77	17.17	27.55	21.84
2	18	0.007	0.008	0.007	19.49	22.79	21.48	18.17	27.60	25.47
1	13	0.008	0.013	0.010	14.00	19.63	17.23	0.37	16.96	10.59
General	150	0.007	0.013	0.008	14.00	22.79	18.96	0.37	27.60	21.30

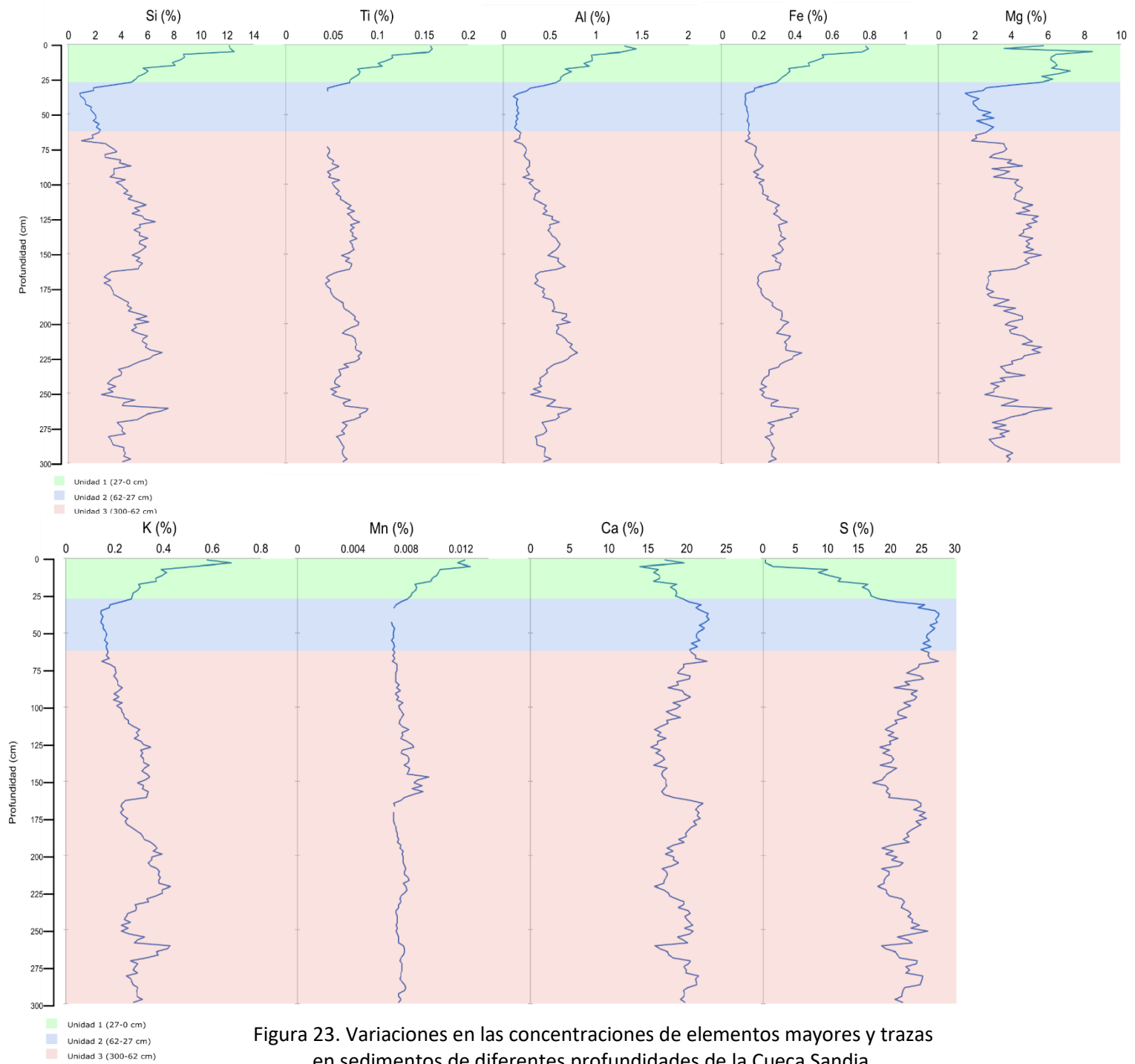


Figura 23. Variaciones en las concentraciones de elementos mayores y trazas en sedimentos de diferentes profundidades de la Cueva Sandia.

4.5. Sulfatos (SO_4^{2-}) y carbonatos (CO_3^{2-})

El contenido de sulfatos y carbonatos reflejan la abundancia de las minerales evaporíticos en la secuencia como el yeso y la calcita. La concentración de carbonatos (CO_3^{2-}) fueron estimados mediante el carbono inorgánico ($\text{CO}_3^{2-} = \text{CIT} \times 4.99$) y la abundancia de sulfatos fueron calculados con análisis de azufre ($\text{SO}_4^{2-} = \text{S} \times 2.99$). Se observa la mayor abundancia de sulfatos a lo largo de la columna, con la excepción de en las partes más superficiales donde los sedimentos son dominados por carbonatos. Los valores de sulfato muestran una variación entre 1.10-82.65%, con un valor promedio de 63.85%. Por otro lado, la concentración de carbonatos se encuentra entre 0.35-22.82%, con un promedio de 1.60%. Ambas muestran una correlación inversa ($r=-0.8$) lo cual es consistente con su origen, el cual confirma que ambos son productos de diferentes grados de evaporación (Figura 24).

Unidad 3 (300-62 cm): Los sedimentos de esta unidad se encuentran dominados por la presencia de yeso. Las abundancias de SO_4^{2-} (51.42-82.50%) tienen un promedio de 65.56%. Por otro lado, el carbonato se encuentra en menor medida, con el contenido de CO_3^{2-} que varía entre 0.35-2.60%, con un promedio de 0.83% (Tabla 9). Ambos componentes muestran una estabilidad relativamente mayor en comparación con sedimentos de las otras dos unidades. Sin embargo, la concentración de sulfatos muestra una meseta de mayor abundancia entre profundidades de 191-163cm (Figura 24).

Unidad 2 (62-27 cm): Esta unidad también está dominada por yeso y el contenido de SO_4^{2-} (54.42-82.65%) varía con promedio de 76.27%. Por otro lado, el contenido de carbonatos muestra una abundancia de calcita y la abundancia de CO_3^{2-} oscila (0.65-3.35%) con un promedio de 1.07% (Tabla 9). Sin embargo, ambas componentes muestran una inversión en sus abundancias hacia los sedimentos superiores de esta misma unidad, esto muestra como resultado una disminución en SO_4^{2-} y un aumento en CO_3^{2-} (Figura 24).

Unidad 1 (27-0 cm): Los sedimentos de esta unidad se encuentran en presencias de yeso y calcita. La concentración de SO_4^{2-} varían entre 1.10-50.80%, con un promedio de 31.71%. Por su parte, el CO_3^{2-} varían entre 3.85-22.82% con un promedio de 9.41% (Tabla 9). El enriquecimiento de carbonatos y empobrecimiento de sulfatos aumenta conforme los sedimentos se hacen más superficiales dando los valores mínimos de SO_4^{2-} (1.10%) y máximos de CO_3^{2-} (22.82%) en la superficie (Figura 24).

Tabla 9. Los máximos, mínimos y promedios de los contenidos de SO_4^{2-} y CO_3^{2-} en diferentes unidades del perfil sedimentario de la cuenca Sandia.

Unidad	No. De Muestras	SO_4^{2-}			CO_3^{2-}		
		Mínimo	Máximo	Promedio	Mínimo	Máximo	Promedio
3	119	51.42	2.50	65.56	0.35	0.60	0.83
2	18	4.42	2.65	76.27	0.65	3.35	1.07
1	13	1.10	0.80	31.71	3.85	22.82	9.41
General	150	1.10	2.65	63.85	0.35	22.82	1.60

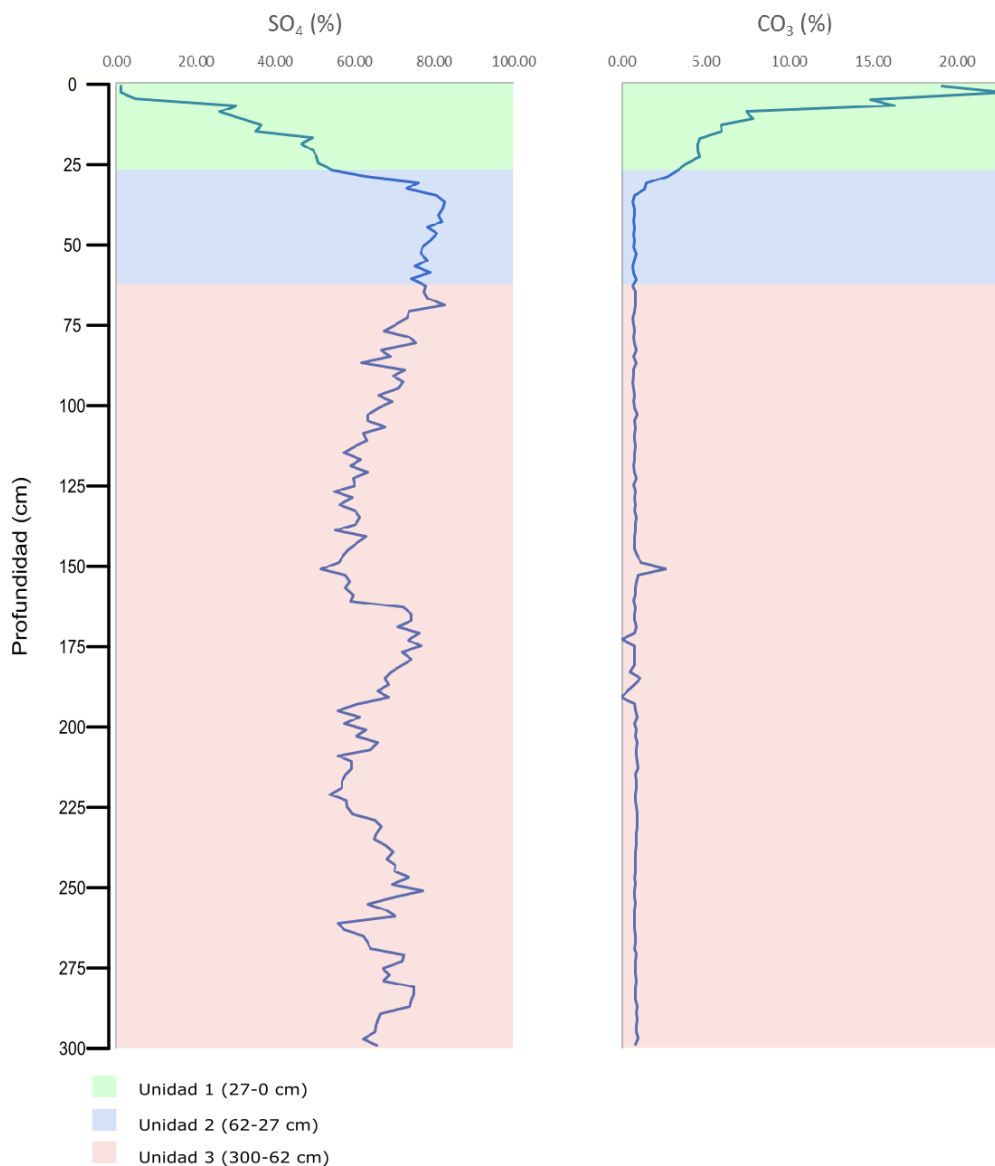


Figura 24. Las abundancias de CO_3^{2-} y SO_4^{2-} contra la profundidad en el perfil sedimentario de la Cuenca Sandia.

5. Discusión

5.1. Geocronología del archivo sedimentario

El modelo de edad-profundidad fue elaborado con base en nueve edades de radiocarbono (Figura 20) indica que la base de la secuencia (300 cm) tiene una edad de 32.3 ka cal aP, abarcando el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Figura 21). Este intervalo corresponde a tres diferentes estadios isotópicos marinos (MIS 3, 2 y 1) y varios eventos de gran variabilidad en temperatura global, p.e., Heinrich 1, 2 y 3, Bölling/Allerød (B/A) y Younger Dryas (YD). También se encuentra englobando el Último Máximo Glacial (UMG) (Alley, 2000; Bradley, 1985; Cronin, 1999; Hemming, 2004; Yokoyama et al., 2000).

La edad de la base fue obtenida a partir de una extrapolación de las tasas de sedimentación obtenidas con el modelo de estadística Bayesiana. Las tasas de sedimentación fueron relativamente constantes, excepto la obtenida entre las profundidades de 101-81 cm. La tasa de sedimentación estimada entre 101-81 cm no muestra compatibilidad con la sedimentación media de la secuencia y las muestras de este intervalo representan una tasa más baja que todas las tasas estimadas (i.e. 3.08 cm/ka), estos sedimentos corresponden temporalmente al YD y el intervalo entre el Holoceno temprano y medio (ca. 12.7 y 6.2 ka cal aP). Las condiciones secas del Holoceno medio en el norte de México, registradas en otros estudios, posiblemente explican la baja tasa de sedimentación debido a erosión de sedimentos depositados desde el YD hasta el Holoceno medio mediante la actividad eólica debido a la posible ausencia de un cuerpo de agua que inhiba esta actividad. Las observaciones de Metcalfe et al. (2002), Ortega-Rosas et al. (2008) y Roy et al. (2013, 2019) muestran condiciones áridas, aumento en actividad eólica y hiatos en la sedimentación de las cuencas de Babicora (Chihuahua), Sierra Madre Oriental (Sonora y Chihuahua), Las Cruces (San Luis Potosí) y Cieneguilla (Tamaulipas) en el norte de México.

La Tabla 6 y Figura 21 muestran la profundidad de los sedimentos depositados durante diferentes intervalos de variabilidad climática global. Los sedimentos de 300-261 cm representan parte tardía del MIS 3 y los sedimentos de 261-133 cm y 133-0 cm representan MIS 2 y MIS 1, respectivamente. Así mismo, los sedimentos de las profundidades de 300-289 cm, 253-239 cm y 169-143 cm representan los eventos de Heinrich 3, 2 y 1. Los sedimentos entre 212-178 cm de profundidad representan el UMG y los sedimentos de 126-104 cm son contemporáneos al B/A. El archivo sedimentario posiblemente no conservó sedimentos depositados durante el YD y en el Holoceno hasta ca. 6.2 ka cal aP debido a la pobre preservación.

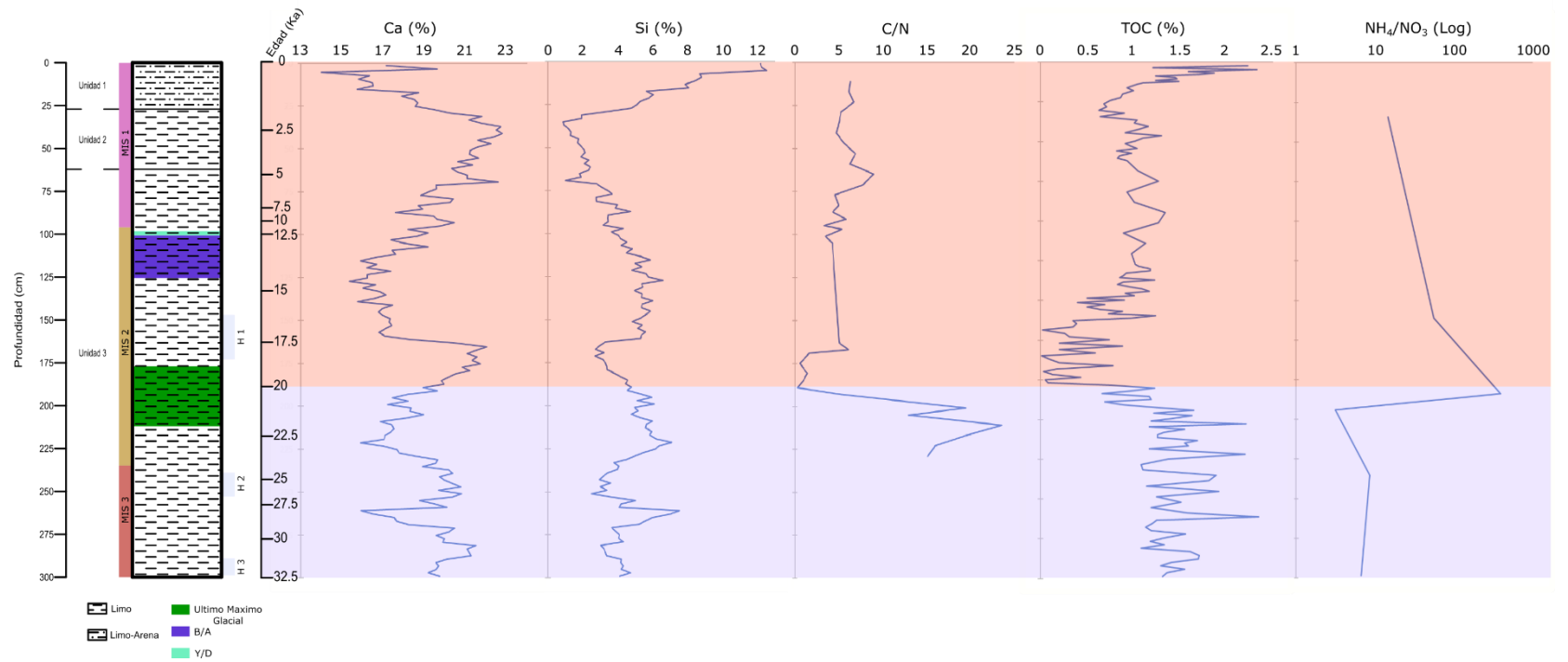


Figura 25. Comparación de características químicas durante los dos intervalos (ca. 32,362-20,000 cal aP. y últimos ca.20 cal ka). La relación C/N fue la clave para dividir la secuencia sedimentaria en diferentes intervalos. El Ca representa las variaciones en la abundancia de yeso, un mineral autóctono y el Si representa abundancia de los minerales alóctonos. TOC se encuentra representando la preservación y NH₄/NO₃ condiciones de disponibilidad de oxígeno.

La temporalidad con los eventos no muestra una representación en la variación en la textura de los sedimentos desde el punto de vista macroscópico, excepto por sedimentos de los últimos 1.4 ka (Figura 25). Sin embargo, se observa químicamente un importante cambio durante el final del UMG, aproximadamente 20 ka cal aP, donde se muestra una desestabilización en el aporte de elementos asociados a los solubles, así como una disminución de la relación C/N debido a una pobre preservación de la materia orgánica. Este cambio marca la pauta para poder diferenciar los sedimentos en dos diferentes intervalos. El primer intervalo representa un periodo relativamente frío en el nivel global y contemporáneo al último periodo glacial del Pleistoceno tardío (300-178 cm, ca. 32.3-20 ka cal aP.). El segundo con condiciones más cálidas está representado por el periodo relativamente más cálido de la desglaciación y el Holoceno en sedimentos de 178-0 cm (20 ka cal aP. – presente). Dada a esta distinción, se maneja la reconstrucción de la historia sedimentaria en la Cuenca Sandia en dos etapas diferentes (Figura 25).

5.2. Reconstrucción procesos superficiales

Los sedimentos de la cuenca sedimentaria ofrecen informaciones de las condiciones hidrológicas del Pleistoceno tardío y el Holoceno en la parte nor-oriental de México. Los diversos procesos tales como erosión por la precipitación y depósito de evaporitas por evaporación del cuerpo de agua en la cuenca fueron reconstruidos a través de la composición química del registro sedimentario. Se observa el mismo comportamiento entre los elementos asociados a los minerales clásticos (Si, Ti, Al, Fe, Mg y K, Figura 23). De manera inversa, el grupo de los elementos asociados a los minerales evaporíticos se comportan de manera similar entre sí y opuesta a los elementos asociados a los componentes clásticos (Ca y S, Figura 23). La variación química se encuentra relacionada con los mecanismos de aporte de minerales detríticos mediante erosión y de depósito de yesos mediante la evaporación del cuerpo de agua en la cuenca. El proceso de erosión se ve sujeto a la dinámica de precipitación en la cuenca, mientras que la evaporación está sujeta a menor precipitación y mayor temperatura en el ambiente (Hardie et al., 1978; Martínez-Ruiz et al., 2015). Los intervalos de mayor precipitación y escasa evaporación (condiciones húmedas) estarían registrados con mayor erosión de los minerales clásticos a la cuenca y menor depósito de yeso. De manera inversa, una alta tasa de evaporación y escasas de precipitación (condiciones secas) mostrarían menor erosión y menor aporte de detríticos y mayor depósito de evaporitas (A. S. Cohen, 2003; Metcalfe et al., 2000; Meyers, 1997; Roy et al., 2012). La Figura 25 muestra la variación de erosión estimada mediante la concentración de Si y variación de evaporación mediante la concentración de Ca. La Cuenca Sandia registra una variación en erosión (precipitación) relativamente cíclica entre ca. 32.3 y 20.0 ka cal aP. y una mayor inestabilidad en los últimos ca. 20 ka cal. Por otro lado, la abundancia de yeso estimado mediante la concentración de Ca muestra una tendencia inversa al proxy de erosión.

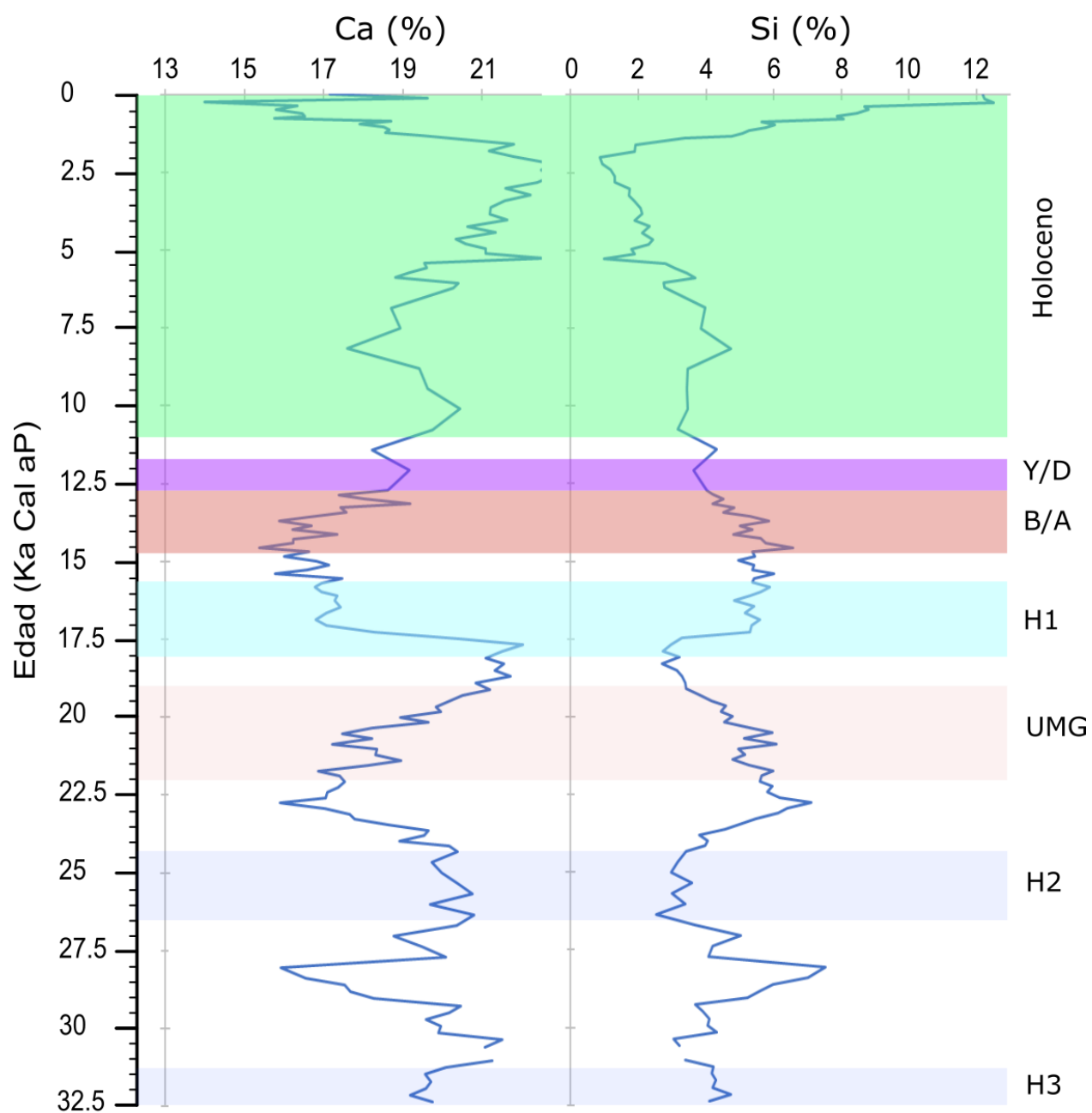


Figura 26. Abundancias de Ca representando la evaporación (yeso) y Si representando la erosión (minerales clásticos) del registro de la Cuenca Sandía. El ultimo máximo glacial (UMG), los eventos de Heinrich 3, 2 y 1 (H3, H2 y H1), B/A (Bølling–Allerød), YD (Y/D) y el Holoceno están marcados en este intervalo

5.2.1. Intervalo glacial (ca.32.3-20 ka cal aP)

Este intervalo representa los sedimentos depositados durante el UMG, así como los eventos de Heinrich 3 y 2. Durante el UMG, la erosión (Si) se vio fomentada, mientras que la evaporación (Ca) mostró una inhibición. Los proxys de ambos procesos indican condiciones similares durante el Heinrich 3 y 2, no obstante, son distintas a la respuesta del UMG. Los valores de los proxys de erosión y evaporación durante el Heinrich 3 (Si=4.2% y Ca= 19.6%) son comparables con los valores del Heinrich 2 (Si=3.2% y Ca=20.2%). (Figura 26).

Los intervalos de mayor erosión y menor evaporación corresponden al UMG y durante ca. 28 ka cal aP. Los intervalos de mayor evaporación y menor erosión ocurrieron durante el Heinrich 2 y ca. 21.5 ka cal aP. Se observó menor erosión y mayor evaporación durante los Heinrich 3 y 2. Las observaciones de la misma respuesta (condición seca) a los eventos de Heinrich en el nororiente de México (Cuenca Sandia) no corresponde con lo mencionado por Quiroz-Jimenez et al. (2017) en la parte occidente de la República Mexicana, los sedimentos depositados en el paleolago Santiaguillo (estado de Durango) mostraron variaciones similares a las observadas en evaporación y precipitación durante ambos eventos Heinrich. Roy et al. (2012) observaron un aumento en la erosión durante el Heinrich 2 y un ambiente más seco durante el UMG con proxys geoquímicos en el paleolago Babicora (estado de Chihuahua). En el mismo lago, Metcalfe et al. (2000) mencionan condiciones más húmedas durante el UMG, provocado por lluvias invernales estimadas mediante estudios de diatomeas y relacionan mayor humedad del UMG al desplazamiento de la humedad invernal debido al desplazamientos de los vientos fríos provenientes del sudeste de EU (Thompson et al., 1993). Sin embargo, la relación entre aumento en lluvia invernal y mayor erosión y menor evaporación en la parte nororiente de México durante el UMG necesita más investigación en la región.

5.2.2. Intervalo deglacial y Holoceno (últimos ca. 20.0 ka cal)

Este intervalo representa los sedimentos depositados durante el Heinrich 1, B/A, YD y el Holoceno. A lo largo de este periodo, se observan variaciones en evaporación y precipitaciones. Los proxys muestran una abrupta disminución en evaporación y de la misma manera un aumento en la erosión durante la parte tardía del Heinrich 1. Se mantiene una baja evaporación y una alta erosión durante la parte temprana del B/A. El aumento en la evaporación y disminución de erosión durante el YD pueden ser erróneos debido a no tener suficientes muestras y datos del intervalo (Figura 26).

Los intervalos de mayor erosión y menor evaporación corresponden a los eventos de Heinrich 1, B/A y durante ca. 0.24 ka cal AP. Por otro lado, la menor erosión y mayor evaporación ocurrió durante ca.17.8 ka cal AP y durante el Holoceno tardío (ca. 5.2-2.2 ka cal AP). Quiroz-Jimenez et al. (2017) menciona una disminución de las precipitaciones en la parte nor-occidente de México (paleolago Santiaguillo) durante el Heinrich 1. El registro de la Cuenca Sandia muestra que las condiciones fueron diferentes en el nor-oriente de México. Los proxys indican baja erosión durante la primera etapa del evento y un drástico aumento en su etapa final. El B/A aparece como un intervalo de transición entre Heinrich 1

y YD, causando disminución de erosión y un aumento de precipitación. Steffensen et al. (2008), así como Praetorius y Mix (2014) identifican un calentamiento alrededor de 3°C durante el B/A en Groenlandia y en el norte del Pacífico, lo cual posiblemente provocó el aumento de precipitación en el nororiente de México. La presencia de un cuerpo de agua más diluido en la cuenca causó precipitación de menor cantidad de evaporitas. Las condiciones secas del Holoceno temprano también fueron observadas en el paleolago Babicora (Metcalf et al., 2002; Roy et al., 2012).

El aumento de erosión en los últimos 2.5 cal ka refleja condiciones de aridez, similares a la actualidad. El aporte eólico transportó minerales y elementos alóctonos y los autóctonos muestran una disminución, ya que la evaporación se encuentra inhabilitada por inexistencia de un cuerpo de agua. Sin embargo, el aumento de la evaporación o Ca en la parte superficial de la secuencia podría ser una alteración antrópica en la cuenca relacionada a las actividades de agricultura y riego (Figura 26).

5.3. Fuente y conservación de materia orgánica

Dentro de la dinámica general de sedimentología y geoquímica sedimentaria, se observa una baja abundancia de materia orgánica en el registro. La presencia de evaporitas (yeso) y abundancia de SO_4^{2-} entre 1.10-82.65% (promedio=63.8%) indican que las condiciones ambientales no fueron óptimas para la conservación de materia orgánica producida dentro de la cuenca y/o transportada a la cuenca a partir de vegetación terrestre (Eugster y Hardie, 1978; Hardie et al., 1978). Además, la tasa de sedimentación de 0.0308 mm/año representa el hiato en depósito entre ca.12.7 y 6.2 ka cal aP. y la textura de los sedimentos depositados en los últimos ca. 1.4 ka cal aP. (limo-arena) muestran un cambio en las dinámicas paleohidrológicas con aumento de actividad eólica (A. S. Cohen, 2003; Meyers, 1997). La baja presencia materia de orgánica es posiblemente un reflejo del grado de conservación a pesar de que hubo producción. Por otro lado, las pobres condiciones de preservación y la oxidación de carbono y nitrógeno asociados en la materia orgánica modificaron la relación C/N. Sin embargo, el $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ no muestra una alteración por el grado de conservación y mantiene las relaciones isotópicas de la materia orgánica conservada. La composición isotópica de carbono muestra que la materia orgánica predominantemente fue una mezcla de vegetación entre C_3 y CAM (-25 a -20 ‰) hasta ca.5 ka cal aP, con una mayor abundancia de C_3 en comparación con CAM. En los últimos 5 cal ka se observa que la vegetación tipo CAM (-20 a -10‰) muestra una abundancia predominante (Cerling et al., 1993; A. S. Cohen, 2003; Leng, 2006). La relación entre NH_4^+ y NO_3^- ofrece informaciones sobre los procesos biológicos desarrollos en el suelo o depósitos sedimentarios, relacionados con la degradación de la materia orgánica (Lukasse et al., 1999; Chávez-Vergara et al., 2015). Los datos de amonio y nitrato ofrecen información sobre condiciones ambientales, debido a que las condiciones ambientales son factores importantes para la presencia o ausencia de diversos procesos. También es una evidencia de la producción y acumulación de materia orgánica dentro de la cuenca. A pesar de solo contar con seis análisis para diferenciación de amonio y nitrato, los resultados muestran que la dinámica en general está controlada por procesos de desecho debido al amonio como principal compuesto de nitrógeno. Sin embargo, se observan aumentos en el proceso de nitrificación marcando cambios en las condiciones que controlan estos procesos.

A pesar de que los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ se encuentra dentro del amplio rango de la vegetación acuática (-30 a -15 ‰) y los valores inferiores a 10 para C/N que representan vegetación autóctona, las condiciones presentes no son las óptimas para que esta vegetación forme una proporción representativa sobre las otras porciones vegetales, dado a que se observan condiciones de sequía apoyada por análisis elementales y la fracción de nitratos, esto no permitiría un cuerpo de agua estable para soportar un fracción vegetal acuática representativa, la sequía a su vez provoca una alteración en el valor de C/N (Meyers, 1997). Esta alteración es observada en la preservación de la MO a partir de TOC, siendo C/N un valor menor del que representaría la vegetación en el momento de su acumulación, sin embargo, no se descarta la presencia de vegetación acuática (autóctona) dentro de la mezcla de la vegetación aportada.

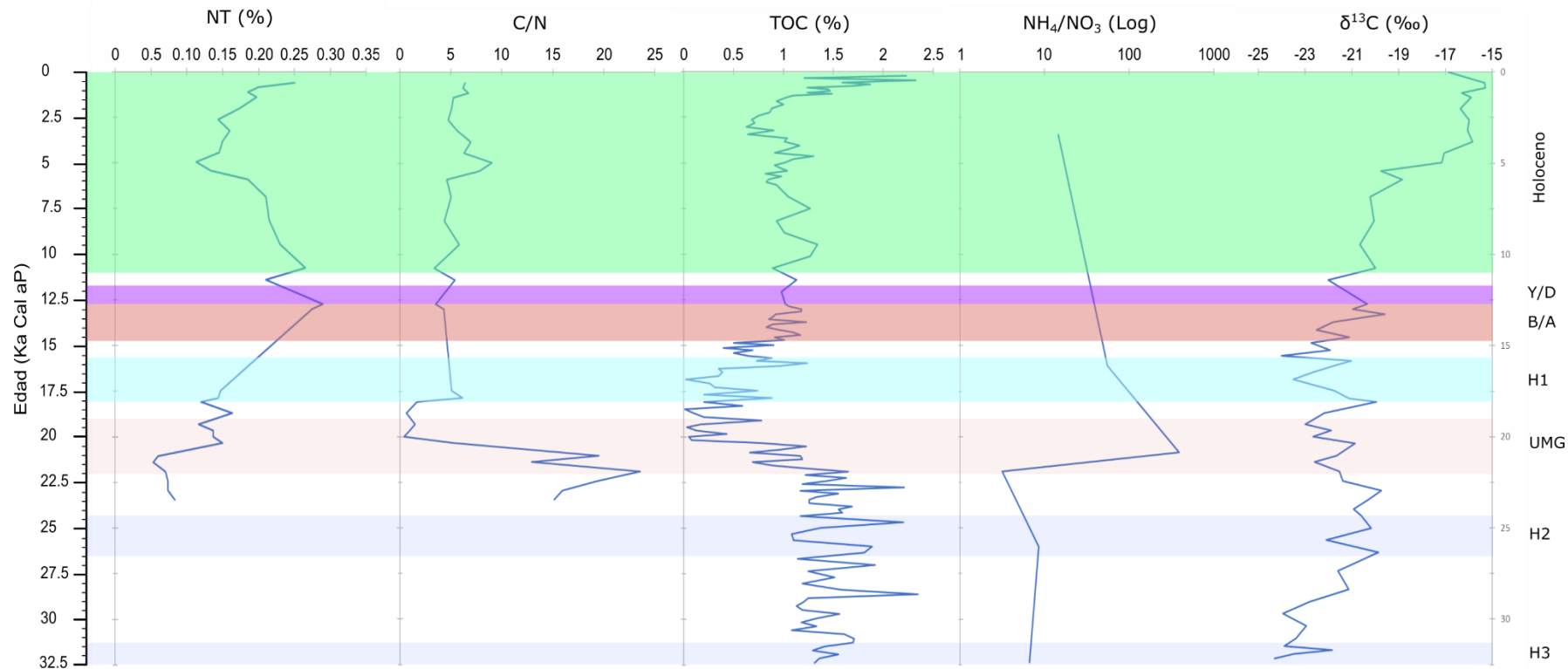


Figura 27. Abundancia de NT, relación C/N, TOC y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en los sedimentos depositado en la cuenca. Asi mismo, los resultados de seis muestras analizada para la relación entre $\text{NH}_4:\text{NO}_3$.

5.3.1. Intervalo glacial (ca.32.3-20.0 ka cal aP)

Durante este intervalo, la materia orgánica conservada representa el UMG, así como los eventos Heinrich 2 y 3. La producción se mantiene con una actividad de desecho de amonio constante y el ambiente fue caracterizado por baja disponibilidad de oxígeno promoviendo procesos de nitrificación, sin embargo, se observa un aumento paulatino en la oxidación hacia el final del UMG, junto con la disminución de nitrificación, debido a la caída en la disponibilidad de oxígeno. El intervalo con mayor disponibilidad de oxígeno, posiblemente con un tirante de agua más escaso, se encuentra en la parte final del UMG. Los intervalos con menor oxidación se encuentran en la etapa inicial del UMG. Metcalfe et al. (2000) observaron mayor humedad, durante el intervalo temprano del UMG en el registro de paleolago Babicora (estado de Chihuahua). Por su parte, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ubican a la fuente de materia orgánica entre C_3 y CAM y C/N indica productividad autóctona y alóctona en la cuenca. Los valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ podrían indicar productividad alóctona en la cuenca, es el periodo donde los proxys muestran mayor acuerdo y con una vegetación predominante tipo C_3 y productividad alóctona en la cuenca (Figura 27).

Se observa fraccionamiento en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ durante los dos eventos Heinrich. La materia orgánica del Heinrich 3 posiblemente tuvo mayor influencia de vegetación C_3 en comparación con la materia orgánica del Heinrich 2. También es posible que la productividad autóctona durante Heinrich 3 constituye la materia orgánica causando un enriquecimiento de ^{12}C y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ más negativo (Figura 27). Las condiciones en el nororiente de México (estado de Nuevo León) fueron contrarias con lo observado por Roy et al. (2012) en el paleolago Babicora (estado de Chihuahua), quien menciona un aumento en las precipitaciones durante el Heinrich 2. Así mismo, Quiroz-Jimenez et al. (2017) mencionan una disminución de precipitación durante el Heinrich 3 en la parte noroccidente de México (Santiaguillo, estado de Durango).

5.3.2. Intervalo deglacial y Holoceno (últimos ca. 20.0 cal ka)

La materia orgánica del intervalo fue conservada durante los eventos Bölling/Allerød (B/A), Younger Dryas (Y/D) y Heinrich 1, así como el Holoceno. La vegetación de la deglaciación continuó siendo C_3 y CAM. Durante la deglaciación Holoceno se observa aumento en la vegetación tipo CAM y C_4 en comparación con C_3 y alta oxidación de materia orgánica (Street-Perrott et al., 1997). La materia orgánica de este intervalo tiene menor nitrógeno durante el Holoceno tardío, más tejido estructural y menos nutrientes, equivalente a las características de vegetación terrestre. La procedencia no se puede definir a partir de C/N ya que este presenta alteración por la oxidación. Los procesos fueron dominados por desecho de amonio siendo la mayor actividad dentro de este intervalo.

Durante el Heinrich 1, la oxidación de materia orgánica provenientes de C_3 y CAM aumentó y la actividad orgánica se mantiene dominada por desecho de amonio con disponibilidad de oxígeno (Figura 27). Quiroz-Jimenez et al. (2017) reconstruyeron la disminución de la precipitación durante el Heinrich 1 y la condición observada es compatible con la baja conservación en Cuenca de Sandia, dado a que la ausencia del cuerpo de agua provocaría oxidación de la materia orgánica. La abundancia de CAM aumentó en

comparación con C₃ durante el Y/D y el B/A. Se observa una alta alteración en la materia orgánica y disminución de los procesos orgánicos autóctonos al final de Y/D. El intervalo con la mayor disponibilidad de oxígeno y menor conservación se observa durante el Heinrich 1, ca. 18 ka cal aP y 20 ka cal aP. El intervalo que presenta una mayor cantidad de vegetación CAM debido a las altas temperaturas se observa durante el Holoceno. El intervalo con mayor actividad orgánica observada a partir de nitrógeno se observa durante el B/A. Durante el Holoceno, Roy et al. (2012) observaron eventos de sequía en el paleolago Babicora, lo cual es consistente con el aumento en la vegetación tipo CAM y C₄ en la Cuenca de Sandia. La abundancia de C₄ aumentó en comparación con C₃ hasta 5 ka cal aP y la abundancia de CAM posiblemente aumentó en la parte tardía del Holoceno (últimos ca.5 ka).

6. Conclusiones

La evaluación de los procesos superficiales durante los distintos intervalos de variabilidad climática del Cuaternario tardío se basó en las características orgánicas (COT, C/N y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) e inorgánicas (Si, Al, Ti, Ca, CO_3^{2-} , SO_4^{2-}) con el modelo de edad de una secuencia sedimentaria de 300 cm de longitud en la Cuenca Sandia (nororiente de México). Las conclusiones de este trabajo de tesis son:

- El modelo de edad proporcionó que la base (300 cm) fue depositada hace 32.3 ka cal aP. La secuencia sedimentaria abarca el Pleistoceno tardío y el Holoceno y así mismo tres diferentes estados isotópicos marinos (MIS 3, 2 y 1). Se identificaron sedimentos contemporáneos a diversos eventos de variabilidad en la temperatura global, tales como los eventos Heinrich 1, 2 y 2, Bölling/Allerød (B/A) y Younger Dryas (YD), también aquellos depositados durante el Último Máximo Glacial (UMG). La tasa de sedimentación más baja se encuentra temporalmente relacionados con el YD y el intervalo entre el Holoceno temprano y medio (entre ca. 12.7 y 6.28 ka cal aP).
- Los valores de C/N marcan la pauta para distinguir los sedimentos en dos diferentes intervalos. El primero representa un periodo relativamente frío a nivel global y se muestra contemporáneo al último periodo glacial del Pleistoceno tardío (300-178 cm, ca.32.3-20 ka cal aP.). El segundo muestra condiciones relativamente más cálidas durante de la desglaciación y el Holoceno (178-0 cm, últimos ca. 20.0 ka).
- Los sedimentos del primer intervalo (ca.32.3-20.0 ka cal aP) se encuentran representando el UMG, así como los eventos Heinrich 3 y 2. Durante el UMG la erosión (Si) se vio fomentada, mientras que la evaporación (Ca) se mostró inhibida (Anexo 2 y Anexo 3). La erosión y evaporación fueron similares durante los eventos de Heinrich 2 y 3. La presencia de una mayor abundancia de yeso durante ambos sugiere un ambiente relativamente más seco en comparación con el promedio de la secuencia. Las condiciones en el nororiente de México fueron diferentes del occidente y noroccidente de la República Mexicana. Los sedimentos del paleolago Babicora (estado de Chihuahua), registraron un aumento en las precipitaciones durante el Heinrich

2 y los sedimentos del paleolago Santiaguillo documentaron una disminución de precipitación durante el Heinrich 3 (Anexo 1).

- A lo largo de este intervalo, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sugieren que la vegetación fuente de la materia orgánica se encuentra entre C3 y CAM. Por otro lado, C/N indicó la productividad autóctona y alóctona en la cuenca. Durante el UMG se observa el aumento paulatino en la oxidación de materia orgánica, junto con la disminución de los procesos de nitrificación (Anexo 2 y Anexo 3).
- Los sedimentos del segundo intervalo (últimos ca. 20.0 ka cal) representan el Heinrich 1, B/A, YD y el Holoceno. Durante la etapa tardía del Heinrich 1 se observa una abrupta disminución en evaporación y de la misma manera un aumento en la erosión (Anexo 4). Se mantiene una baja evaporación y una alta erosión durante la parte temprana del B/A (Anexo 5). El aumento observado en la evaporación y la disminución de erosión observados en los proxys durante el YD pueden ser erróneo debido a no tener suficientes muestras, debido a un posible hiato en la secuencia. Las condiciones generales fueron secas durante el Holoceno y el aumento de erosión en los últimos 2.5 ka cal refleja condiciones de aridez, similares a las actuales. El aporte eólico transportó minerales y elementos alóctonos, mientras los autóctonos muestran una disminución ya que la evaporación se encuentra inhabilitada por la inexistencia de un cuerpo de agua (Anexo 6).
- Durante el Heinrich 1, la oxidación de la materia orgánica provenientes de vegetación C3 y CAM aumentó y la actividad orgánica se mantuvo dominada por desecho de amonio. La abundancia de vegetación tipo CAM aumentó en comparación con C3 durante el Y/D y el B/A. Se observa una alta alteración en la materia orgánica, y disminución de los procesos orgánicos autóctonos al final de Y/D. Las vegetaciones tipo CAM y C4 aumentaron en la Cuenca de Sandia durante el Holoceno. La vegetación tipo C4 aumentó su abundancia hasta 5 ka cal aP, y la vegetación de la parte tardía del Holoceno coincide con la vegetación actual.

El acoplamiento de la respuesta de diversos proxys a la convergencia de un proceso en común, proporciono una mejor comprensión de la influencia que tienen los procesos superficiales dentro del registro sedimentario. Dando en conjunto una respuesta más confiable

- La sincronía en las respuestas entre los elementos insolubles y la reacción opuesta de los solubles ayudo a restringir que el depósito de los terrígenos se encontraba asociados a precipitación y no a un cambio de fuente, dado a que esta no afectaría de manera inversa a los depósitos evaporíticos y la precipitación si provoca efectos en ambos indicadores.
- La baja presencia de COT podría encontrarse relacionada a una baja preservación o una baja producción, sin embargo, se observa una sincronía en la pérdida de concentración de COT y la disminución de nitrificación teniendo ambos en común un aumento en la disponibilidad de oxígeno que inhibe los procesos nitrificantes y oxida a la materia orgánica. Esto

apoya con los eventos de sequía observados dentro de las bajas precipitaciones por el aporte de terrígenos.

- La respuesta de la relación C/N dio una respuesta inferior a 10 en los últimos ca. 20 cal Ka, siendo esta una vegetación autóctona, lo cual no se encontraría reflejado la vegetación actual, sin embargo, la evidencia de observada con eventos de sequía que imposibilitan una abundante vegetación autóctona, lo cual muestra una inconsistencia y al observar una alta oxidación de materia orgánica, demuestran que la respuesta de C/N se encuentra alterada por estos procesos de degradación y su respuesta de baja confiabilidad.

Este trabajo cuenta con uno de los registros más largos en la zona, de igual manera adquiere gran importancia si interpretación y reconstrucción debido a la escasez de registros y trabajos con esta dirección en las zonas que se trabajó y de igual manera el análisis metodológico dentro de las zonas aridez. A pesar de la utilidad de este trabajo como medio de comprensión en la dinámica procesos y proxy, es importante seguir con trabajos que busquen esta comprensión dentro de zonas muy sensibles y de alto índice de alteración en sus registros. De esta manera, poder realizar análisis más sólidos y críticos sobre las repuestas registradas por los proxys

7. Referencias

- Abián, J., Carrascal, M., y Gay, M. (2008). *Introducción a la Espectrometría de masas para la caracterización de Péptidos y proteínas en Proteómica*.
- Alley, R. B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary science reviews*, 19(1–5), 213–226.
- Alley, R. B., y MacAyeal, D. R. (1994). Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography*, 9(4), 503–511.
<https://doi.org/10.1029/94PA01008>
- Aparicio, F. (2018, octubre 9). XPS: Espectroscopia de Fotoemisión de Rayos X | Alter Technology. *ALTER TECHNOLOGY TÜV NORD | Web Project Office*. <https://wpo-altertechnology.com/es/xps-espectroscopia-de-fotoemision-de-rayos-x/>
- Arazi, A. (2017). *Una mirada a la espectrometría de masas con un acelerador: Cómo encontrar un radionucleido en un pajar*. <http://www.cab.cnea.gov.ar>
- Armour, J., Fawcett, P. J., y Geissman, J. W. (2002). 15 ky paleoclimatic and glacial record from northern New Mexico. *Geology*, 30(8), 723–726.
- Atkinson, T. C., Briffa, K. R., y Coope, G. R. (1987). Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325(6105), 587.
- Bernal, J. P., Lachniet, M., McCulloch, M., Mortimer, G., Morales, P., y Cienfuegos, E. (2011). A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*, 75(1), 104–113.

Beta Analytics. (2015, junio 2). *Espectrometría de masas con aceleradores AMS, C14 datación*. Carbon Dating Service, AMS Miami - Beta Analytic. <https://www.radiocarbon.com/espanol/acelerador-masa-espectrometria.htm>

Bond, G. C., y Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267(5200), 1005–1010.

Bradley, R. S. (1985). *Quaternary paleoclimatology: Methods of paleoclimatic reconstruction*. Allen & Unwin Boston.

Broccoli, A. J., Dahl, K. A., y Stouffer, R. J. (2006). Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33(1).

Broecker, W. S. (2003). Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 300(5625), 1519–1522.

Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., y Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359–377.

Cerling, T. E., Wang, Y., y Quade, J. (1993). Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, 361(6410), 344–345.

Chávez-Vergara, B. M., González-Rodríguez, A., Etchevers, J. D., Oyama, K., y García-Oliva, F. (2015). Foliar nutrient resorption constrains soil nutrient transformations under

two native oak species in a temperate deciduous forest in Mexico. *European journal of forest research*, 134(5), 803–817.

Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press.

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., y Fan, J.-X. (2013). *The ICS International Chronostratigraphic Chart* [Article]. Episodes. <http://dspace.library.uu.nl/handle/1874/289106>

Cronin, T. M. (1999). *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press; nlebk. <http://pbidi.unam.mx:8080/login?url=http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=nlebk&AN=79583&lang=es&site=eds-live>

Dahl, K. A., Broccoli, A. J., y Stouffer, R. J. (2005). Assessing the role of North Atlantic freshwater forcing in millennial scale climate variability: A tropical Atlantic perspective. *Climate Dynamics*, 24(4), 325–346.

Eguiluz, S., Aranda-García, M., y Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental. *México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1–26.

Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*, 63(6), 538–578.

Escalante, J. C., y Rodríguez, J. S. (2008). *Carta Aramberri (Primera)* [Geológico-Minero]. SGM.

Eugster, H. P., y Hardie, L. A. (1978). Saline lakes. En *Lakes* (pp. 237–293). Springer.

- Flower, B. P., y Kennett, J. P. (1990). The Younger Dryas cool episode in the Gulf of Mexico. *Paleoceanography*, 5(6), 949–961.
- Gibbard, P. L., y Head, M. J. (2009). The definition of the Quaternary system/era and the Pleistocene series/epoch. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 20(2), 125–133.
- Guzman, E. J., y De Cserna, Z. (1963). *Tectonic history of Mexico*.
- Hardie, L. A., Smoot, J. P., Eugster, H. P., Matter, A., y Tucker, M. E. (1978). Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach. *Modern and ancient lake sediments*, 2, 7–41.
- Heine, K. (1994). The late-glacial moraine sequences in Mexico: Is the evidence for the Younger Dryas event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112(1–2), 113–123.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research*, 29(2), 142–152.
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42(1).
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T. F., Johnsen, S., Landais, A., y Jouzel, J. (2006). Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4), 504–519.

Köppen, W. (1918). Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle. *Petermanns Geogr. Mitt*, 64(1918), 193–203.

Leng, M. J. (2006). *Isotopes in palaeoenvironmental research* (Vol. 10). Springer.

Lukasse, L. J. S., Keesman, K. J., Klapwijk, A., y Straten, G. van. (1999). A comparison of NH₄/NO₃ control strategies for alternating activated sludge processes. *Water Science and Technology; London*, 39(4), 93–102.

Martín, T., y Serrano, A. (s/f). *Espectrometro de masas*. Universidad Politécnica de Madrid (UPM). Recuperado el 12 de noviembre de 2019, de <http://www2.montes.upm.es/>

Martinez-Ruiz, F., Kastner, M., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M., Nieto-Moreno, V., y Ortega-Huertas, M. (2015). Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies. *Quaternary Science Reviews*, 107, 25–46.

Mercer, J. H. (1969). The Allerød oscillation: A European climatic anomaly? *Arctic and Alpine Research*, 1(4), 227–234.

Meyers, P. A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic geochemistry*, 27(5–6), 213–250.

Meyers, P. A., y Teranes, J. L. (2001a). Sediment Organic Matter. En W. M. Last y J. P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods* (pp. 239–269). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3_9

- Meyers, P. A., y Teranes, J. L. (2001b). Sediment Organic Matter. En W. M. Last y J. P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods* (pp. 239–269). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3_9
- Mix, A. C., Bard, E., y Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 627–657.
- Nijenhuis, I. A., Becker, J., y De Lange, G. J. (2001). Geochemistry of coeval marine sediments in Mediterranean ODP cores and a land section: Implications for sapropel formation models. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165(1–2), 97–112.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., y Speed, R. C. (1994). Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series*, 265–306.
- Ortega-Rosas, C. I., Guiot, J., Penalba, M. C., y Ortiz-Acosta, M. E. (2008). Biomization and quantitative climate reconstruction techniques in northwestern Mexico—With an application to four Holocene pollen sequences. *Global and Planetary Change*, 61(3–4), 242–266.
- Padilla, R. J. (1985). Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Revista-Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*, 6(1), 1–20.

- Padilla, R. J. (1986). Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 25(1).
- Peng, S., Babcock, L. E., Zuo, J., Lin, H., Zhu, X., Yang, X., Robison, R. A., Qi, Y., Bagnoli, G., y Chen, Y. (2009). The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Guzhangian Stage (Cambrian) in the Wuling Mountains, northwestern Hunan, China. *Episodes*, 32(1), 41–55.
- Polyak, V. J., Rasmussen, J. B., y Asmerom, Y. (2004). Prolonged wet period in the southwestern United States through the Younger Dryas. *Geology*, 32(1), 5–8.
- Praetorius, S. K., y Mix, A. C. (2014). Synchronization of North Pacific and Greenland climates preceded abrupt deglacial warming. *Science*, 345(6195), 444–448. <https://doi.org/10.1126/science.1252000>
- Quiroz-Jiménez, J. D., y Roy, P. D. (2017). Evaluation of geochemical data by two different XRF spectrometers in sediments from the Santiaguillo Basín (state of Durango, Mexico). *Geofísica internacional*, 56(3), 305–315.
- Ramsey, C. B. (2008). Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27(1), 42–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>
- Ramsey, C. B. (2009). Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337–360. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: Evaluation. *Presentation, interpretation*. Singapore. Ongman.

- Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, R., y Smykatz-Kloss, W. (2008). Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance. *Chemie der erde-geochemistry*, 68(4), 383–393.
- Roy, P. D., Chávez-Lara, C. M., Beramendi-Orosco, L. E., Sánchez-Zavala, J. L., Muthu-Sankar, G., Lozano-Santacruz, R., Quiroz-Jimenez, J. D., y López-Balbiaux, N. (2015). Paleohydrology of the Santiaguillo Basín (Mexico) since late last glacial and climate variation in southern part of western subtropical North America. *Quaternary Research*, 84(3), 335–347.
- Rullkötter, J. (2006). Organic matter: The driving force for early diagenesis. En *Marine geochemistry* (pp. 125–168). Springer.
- Sanchez Goñi, M. F., y Harrison, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29(21–22), 2823–2827.
- Sánchez, M. (2019). *Resistividad eléctrica de una secuencia evaporítica como herramienta para estudios paleoclimatológicos* [Licenciatura]. UNAM.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico* (Vol. 278). Geological Society of America.
- Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T.,

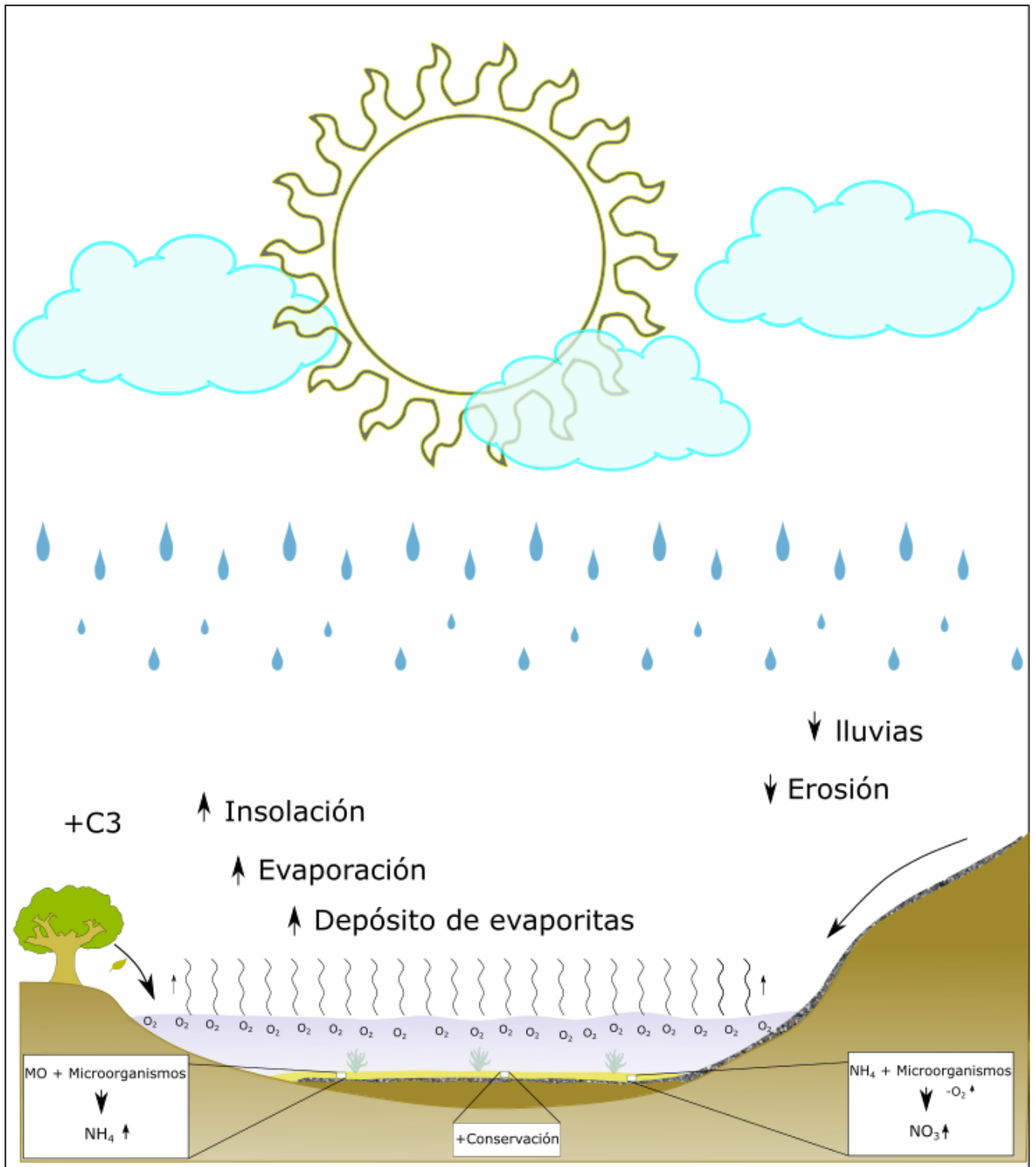
- Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M.-L., Sveinbjörnsdóttir, Á. E., Svensson, A., y White, J. W. C. (2008). High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years. *Science*, 321(5889), 680–684. <https://doi.org/10.1126/science.1157707>
- Street-Perrott, F. A., Huang, Y., Perrott, R. A., Eglinton, G., Barker, P., Khelifa, L. B., Harkness, D. D., y Olago, D. O. (1997). Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, 278(5342), 1422–1426.
- Stuiver, M., y Reimer, P. J. (1993). Extended 14 C data base and revised CALIB 3.0 14 C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1), 215–230.
- Sudaryanto, S., y Lubis, R. F. (2011). PENENTUAN LOKASÍ IMBUHAN AIRTANAH DENGAN PELACAK ISOTOP STABIL 18O DAN 2H DI CEKUNGAN AIRTANAH DATARAN RENDAH SEMARANG, JAWA TENGAH. *RISET Geologi dan Pertambangan*, 21(2), 121–129.
- Taylor, S. R., y McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution*.
- Vellinga, M., y Wood, R. A. (2002). Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Climatic change*, 54(3), 251–267.
- Vera-Vera, G. (2017). *Caracterización geológica y cronológica de sedimentos con icnofósiles en la Cuenca de Sandía, Nor-oriente de México*. UNAM.
- Warning, B., y Brumsack, H.-J. (2000). Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3–4), 293–309.

Wehausen, R., y Brumsack, H.-J. (1999). Cyclic variations in the chemical composition of eastern Mediterranean Pliocene sediments: A key for understanding sapropel formation. *Marine Geology*, 153(1–4), 161–176.

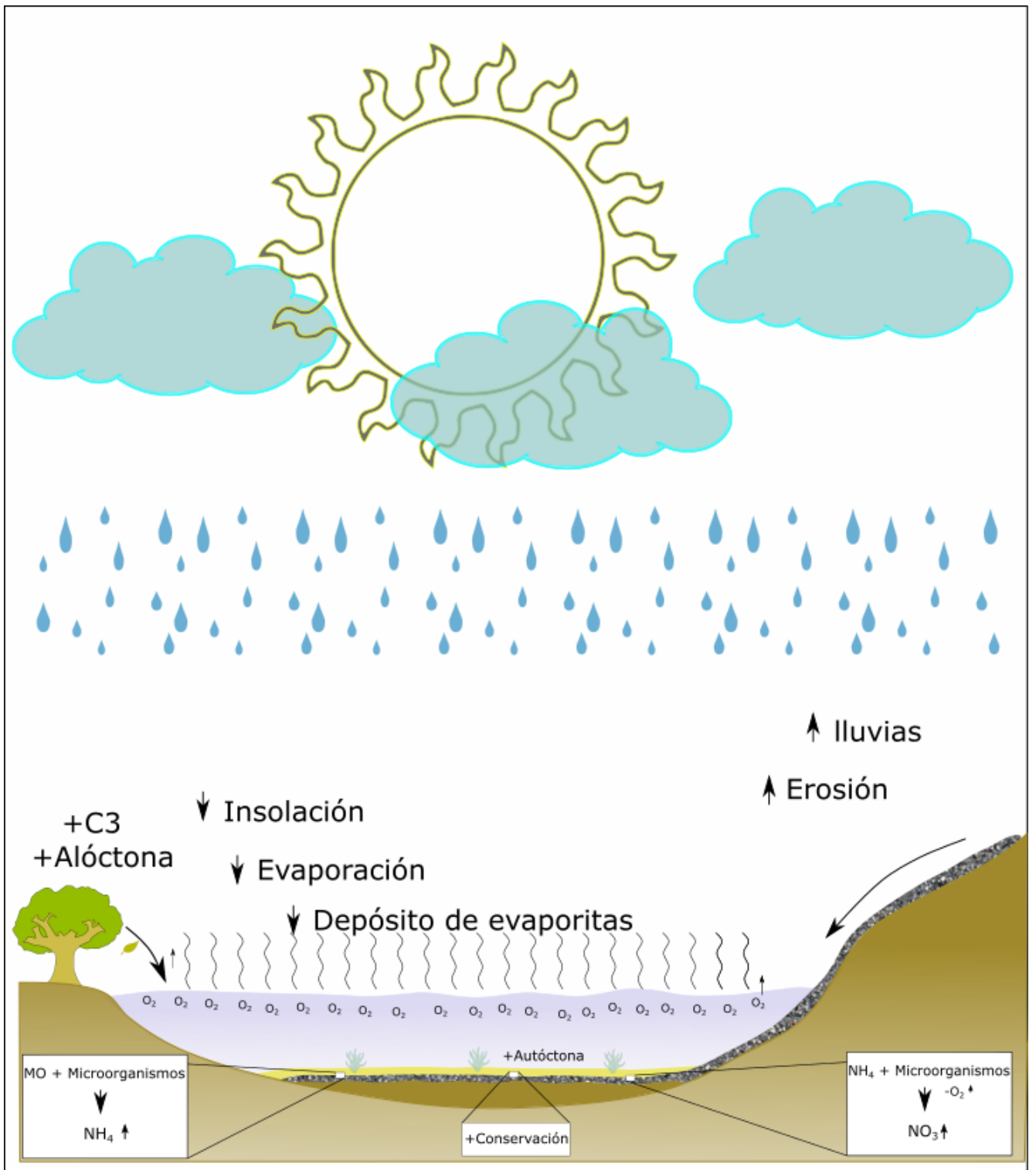
Wehausen, R., y Brumsack, H.-J. (2000). Chemical cycles in Pliocene sapropel-bearing and sapropel-barren eastern Mediterranean sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3–4), 325–352.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., y Fifield, L. K. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406(6797), 713–716. <https://doi.org/10.1038/35021035>

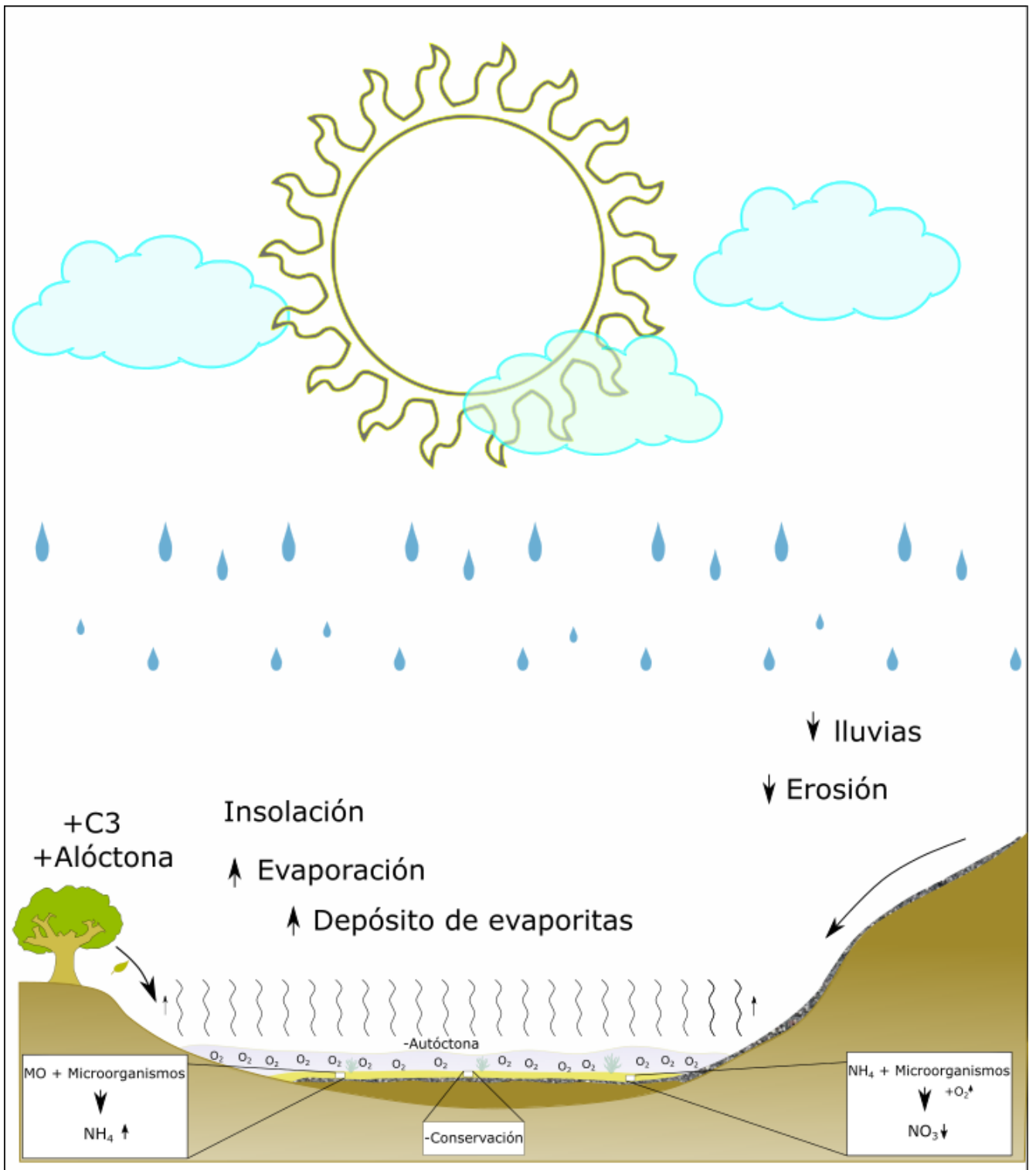
8. Anexos



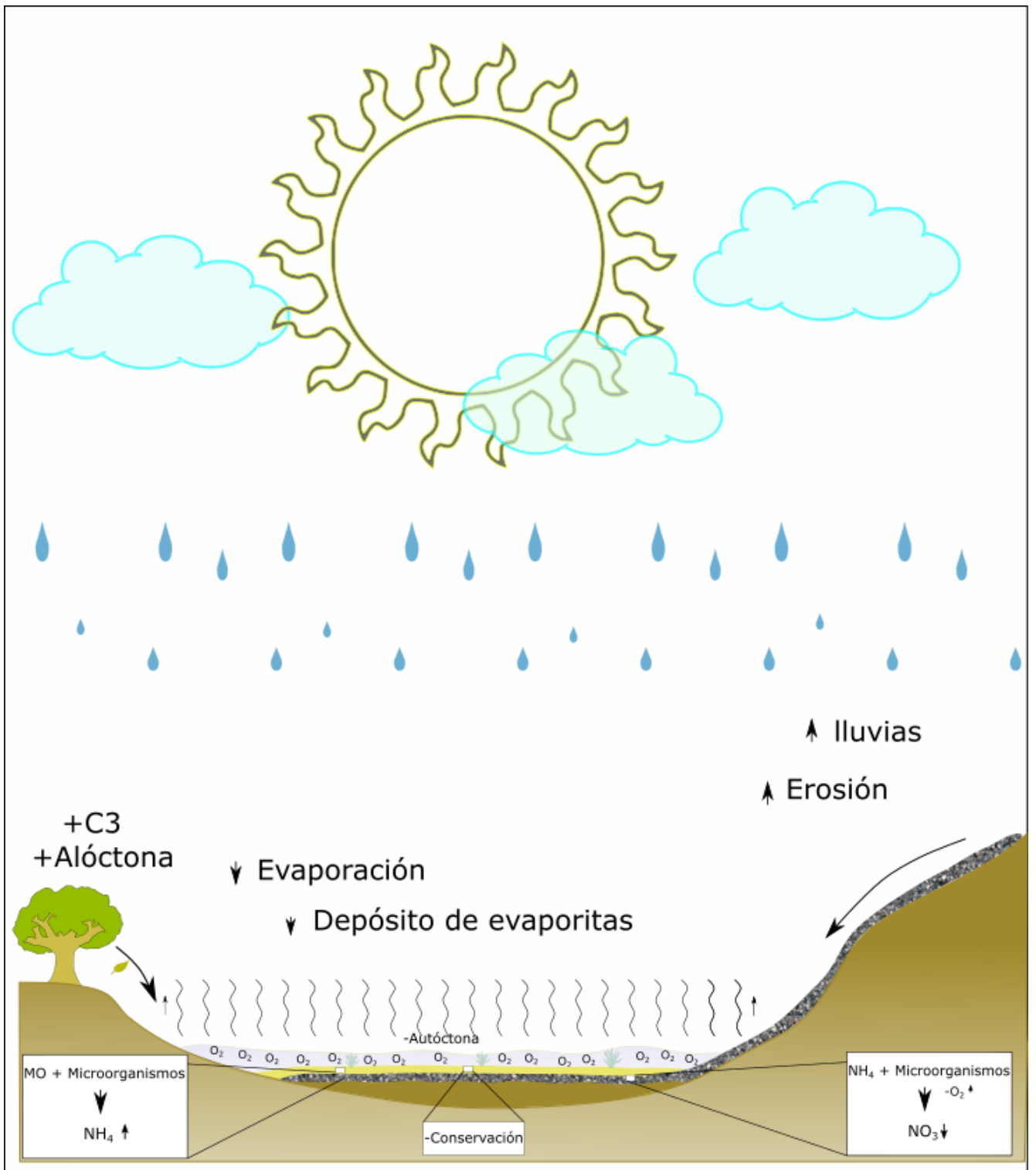
Anexo 1. Esquema que ilustra la dinámica proceso-proxy durante el Heinrich 2 y 3.



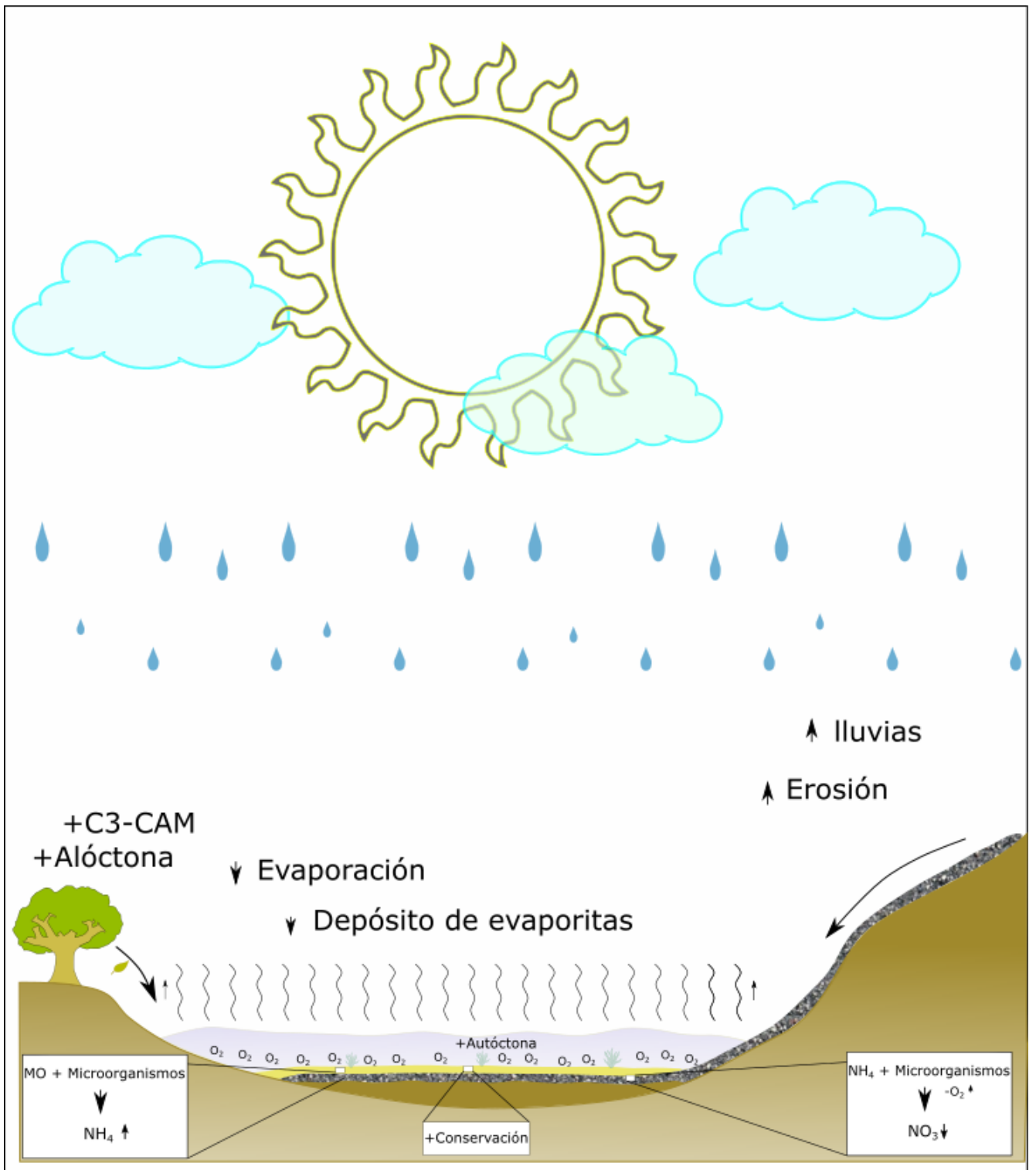
Anexo 2. Esquema que ilustra la dinámica proceso-proxy durante el UMG temprano.



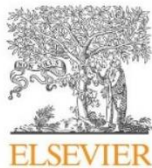
Anexo 3. Esquema que ilustra la dinámica proceso-proxy durante el UMG tardío.



Anexo 4. Esquema que ilustra la dinámica proceso-proxy durante el Heinrich 1.



Anexo 5. Esquema que ilustra la dinámica proceso-proxy durante el Bølling-Allerød.



Depositional histories of vegetation and rainfall intensity in Sierra Madre Oriental Mountains (northeast Mexico) since the late Last Glacial

Priyadarsi D. Roy^{a,*}, Guillermo Vera-Vera^b, José L. Sánchez-Zavala^a, Timothy M. Shanahan^c, Jesús D. Quiroz-Jiménez^d, Jason H. Curtis^e, Patricia Girón-García^a, Víctor H. Lemus-Neri^f, Gowrappan Muthusankar^g

^a Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México CP 04510, Mexico

^b Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México CP 04510, Mexico

^c Department of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, TX 78712, USA

^d Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Carretera Pachuca-Tulancingo Km 4.5, Col. Carboneras, Mineral de la Reforma, Pachuca CP 42184, Mexico

^e Department of Geological Sciences, University of Florida, Gainesville, FL 32611, USA

^f USAI, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, CP 04510, Mexico

^g French Institute of Pondicherry, 11 St. Louis Street, Pondicherry 605001, India

ARTICLE INFO

Keywords:

Geochemistry
Stable isotope
Paleoclimate
Heinrich stadial
Atlantic Multidecadal Oscillation
North America

ABSTRACT

An evaporite enriched sediment archive from the dry Sandia Basin located in the water-stressed western foothills of the Sierra Madre Oriental Mountains (northeast Mexico) was studied to reconstruct depositional histories of vegetation and rainfall intensity in orbital to millennial-scales over the last ~32.5 cal ka. Surrounding vegetation had more C₃ plants during the late last glacial and deglaciation and the expansion of more drought tolerant C₄ plants occurred only after ~5 cal ka BP. Clastic minerals were sourced from different lithologies within the watershed and their abundances helped to infer runoff dynamics and hence the rainfall intensities. Deposition of more mixed-layer clay represented wetter intervals over the late last glacial and deglaciation. Transportation of clastics from the nearby lithology during these wetter intervals suggested that high-intensity rainfall events were less frequent. Response to the Heinrich stadials (H3, H2 and early H1) was mainly similar (drier) and erosion in the watershed remained less-than-average. Transportation of more quartz-rich sediments from distal lithologies during the late Bølling-Allerød (B/A) interstadial and between ~6.2 and 4 cal ka BP with a depositional hiatus between ~12.7 and 6.2 cal ka BP represented the intervals of more frequent high-intensity rainfall events, possibly related to short-lived storms. We hypothesize that the Gulf of Mexico sea surface temperature was a principal forcing. Total annual precipitation in this region decreased but the frequency of short-lived storms increased during the warmer Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) states. Warmer conditions also led to deposition of more gypsum. Our observation, however, needs further evaluation under the modern-day greenhouse warming scenario.

1. Introduction

Climate model projections suggest that semi-arid northeast Mexico could experience an increase of more than 2 °C in mean annual temperature in conjunction with increasing greenhouse gases over the next century, and that annual precipitation could decline as much as 10–20% (Cavazos et al., 2013). Consistent with these projections, tree-ring records indicate that droughts have become more frequent over the last century (Villanueva-Diaz et al., 2007; Stahle et al., 2016). The combinations of warmer temperature and decreasing rainfall are

expected to exacerbate stresses on water resources in an area where surface water resources are scarce and groundwater supplies have significantly depleted. Models also predict that future warming of the atmosphere will increase the frequency of high-intensity rainfall events (Nearing et al., 2004; Zhang et al., 2010; Routschek et al., 2014), resulting in potentially catastrophic flash flooding and soil erosion, particularly in semiarid regions such as the northeast Mexico, imposing significant economic hardships in these areas.

Today, this water-stressed region receives most of its annual rainfall during the warm season with moisture sourced from the tropical

* Corresponding author.

E-mail address: roy@geologia.unam.mx (P.D. Roy).

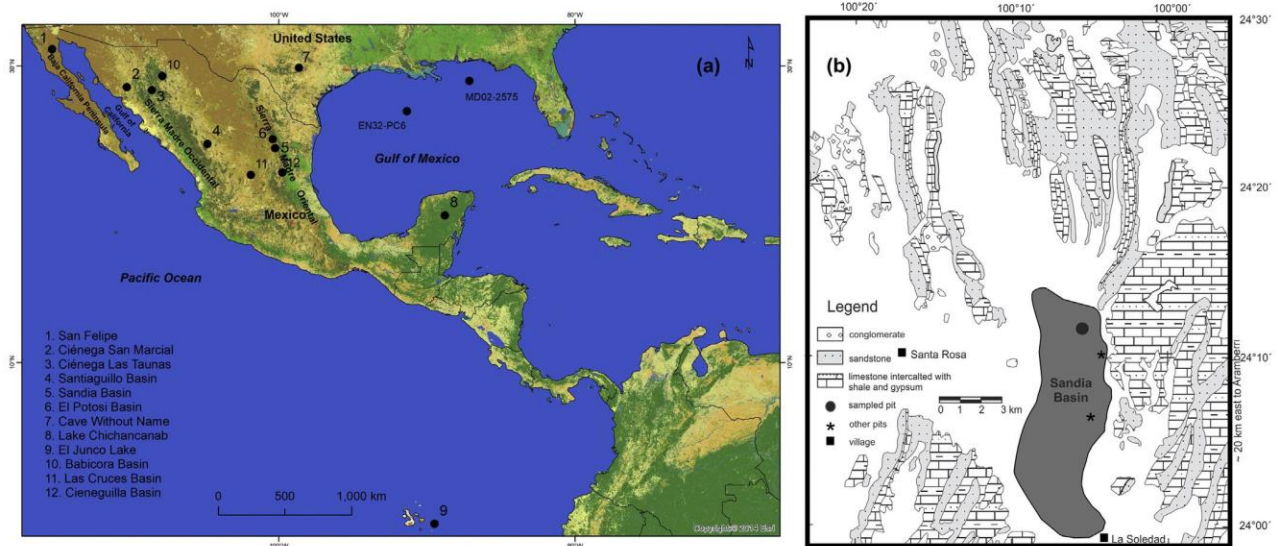


Fig. 1. (a) Map showing locations of the Sandia Basin (northeast Mexico) and other proxy records discussed in the paper. The basin is located in the western foothills of the Sierra Madre Oriental Mountains. It receives most of its total annual precipitation (source: www.weatherbase.com) during the summer and autumn. (b) Geology of the basin is mainly composed of limestone intercalated with shale and gypsum as well as limestone intercalated sandstone.

Atlantic Ocean (i.e. Gulf of Mexico (GoM) and Caribbean Sea) and minimal amounts of the winter precipitation is associated with cold fronts (Mestas-Nuñez et al., 2005; Wang et al., 2006, 2011; Amador, 2008; Sánchez-Santillán et al., 2012). The early summer rainfall is associated with the Low Level Jet (LLJ) and the late summer-autumn rainfall is associated with tropical storms and hurricanes (Jones et al., 2003; Wang et al., 2006). Changes in the North Atlantic sea surface temperature (SST) modulate the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) as well as the hurricane activity in the region (Goldenberg et al., 2001; Poore et al., 2009). The intensity and landfall of hurricanes are modulated by different phases of the AMO (Goldenberg et al., 2001). Sánchez-Santillán et al. (2012) reported that total annual precipitation increased during the cooler phase of AMO (i.e. 1964–1989 CE) due to more summer precipitation and thus the condition of northeast Mexico changed from dry to sub-humid. El Niño Southern Oscillation (ENSO) also influences the amount and spatial distribution of warm season rainfall across the region (Magaña et al., 2003). During the years with La Niña conditions, the summer precipitation of northeast Mexico returns to normal and it even remains above the climatological mean due to location of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) at higher latitudes, weaker subsidence over the northern Mexico and recovery of hurricane activity in the Atlantic Ocean (Magaña et al., 2003).

In recent years, the greater efforts at generating paleoclimate data for the arid and semi-arid parts of Mexico have greatly improved our understanding of past hydroclimatic changes. The paleosalinity and paleoerosion/discharge records obtained from geochemical variations in paleolacustrine sedimentary archives were interpreted in terms of seasonality and geographic distributions of precipitation (Barron et al., 2012; Roy et al., 2012, 2015, 2016; Ortega-Rosas et al., 2017). The regime of westerly winter storms was stronger during ~48–14 cal ka BP (Roy et al., 2012). It, however, had minimal influence south of the 29° N latitude (Roy et al., 2013a). Wetter conditions in southern part of subtropical North America during the late last glacial was related to more frequent tropical cyclones in the eastern Pacific Ocean (Roy et al., 2015). The North American Monsoon (NAM) became stronger and tropical cyclones became more frequent post ~14 cal ka BP (Roy et al., 2012, 2014). Barron et al. (2012) proposed that a broader region received enhanced moisture from the subtropical Pacific Ocean prior to ~8 cal ka BP and subsequently, the Gulf of California became principal driver of the summer precipitation. Droughts reconstructed from

abundances of authigenic carbonate in the eastern foothills of the Sierra Madre Occidental Mountains had an orbital-scale similarity with spring insolation (Quiroz-Jiménez et al., 2018). Although fossil pollen is generally poorly preserved in most sedimentary archives (Lozano-García et al., 2002; Metcalfe et al., 2002), the existing records suggest that vegetation responded to changes in the precipitation. The coniferous forest expanded to lower elevations during the late last glacial and subsequently retreated back to higher altitudes over the deglaciation at northern part of the Baja California Peninsula (Lozano-García et al., 2002). Vegetation composition of the Sierra Madre Occidental Mountains changed from *Juniperus-Pinus* woodland to xeric grassland over the deglaciation and warm mixed forest of this region appeared during the early Holocene (Ortega-Rosas et al., 2008, 2016).

The Sierra Madre Oriental Mountains have comparatively less information. Paleoclimate records from the El Potosi Basin suggest that moisture advection was greater during the Bølling-Allerød (B/A) interstadial compared to the Younger Dryas (YD) stadial and the transportation of sediments from the arid watershed enhanced during the late Holocene (Roy et al., 2016). Biomarker-based proxies generated in organic poor sediments from the same basin related the sources of organic matter to surrounding vegetation, bacterial biomass and aquatic microfauna during distinct stages over the last 20 cal ka (Chávez-Lara et al., 2019). In this study, we present a new set of proxy records from a new location from western foothills of the Sierra Madre Oriental Mountains to reconstruct the responses of vegetation and sediments to hydroclimate changes occurred in orbital to millennial-scales since the late last glacial and fill in some of the existing gaps in the paleoclimate history of this region. We used carbon isotope compositions of the bulk organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) preserved in an evaporite-rich lacustrine archive to reconstruct the past vegetation in terms of abundances of C_3 and C_4 plants as C/N values are perturbed due to oxidation of organic matter and the sediments lack fossil pollen (e.g. Bender, 1968; Arens et al., 2000; Kohn, 2010). Abundances of clay mineral and quartz in the sediments are used as proxies to reconstruct sources of the detrital materials, and thus to infer changes in erosive power of the runoff. Together, these data highlight the relationships between paleovegetation and intensity of the rainfall events since the late last glacial.

2. Material and methods

2.1. Location

The endorheic Sandia Basin (24° 11' N, 100° 06' W, 1580 m asl) is located in the western foothills of the Sierra Madre Oriental Mountains, at distances of ~240 km from the GoM and ~800 km from the Pacific Ocean, in the northeast Mexico (Fig. 1a). This N-S oriented basin is completely dry, and it has a maximum length of ~24 km and maximum width of ~11 km. The meteorological station at Santa Rosa (~17 km west of the basin) recorded average annual precipitation of ~350 mm in less than 40 wet days/year during the warm season (summer-autumn) (source: Servicio Meteorológico Nacional, Mexico). The early summer rainfall is associated with the LLJ and autumn precipitation is related to the tropical storms, and both of them bring humidity from the Atlantic Ocean (Magaña et al., 1999; Mestas-Núñez et al., 2005, 2007; Wang et al., 2006, 2011). The Sierra Madre Oriental acts as a rain shadow for this basin; the meteorological station at Aramberri (~80 km east of the basin) recorded substantially higher annual precipitation (~490 mm). Temperatures exceed 30 °C during the months of May–July, with peak temperature reaching 47 °C in June and minimum temperatures remain below ~3 °C between December–February. This basin does not have any surface water body presently, but it used to host ephemeral and shallow water bodies at a few locations along the eastern margin prior to excessive groundwater abstraction. Over-exploitation of groundwater for agricultural activities over the last couple of decades has lowered the ground water table.

Mostly Cretaceous sedimentary rocks are exposed in hills along the eastern (~3500 m asl) and western (~2000 m asl) margins of the basin (Montañez-Castro et al., 2000). Limestone intercalated with shale and gypsum is present in proximity to the sampling location (Fig. 1b). The (Paleogene) sandstones are exposed at distances of 3 km to > 10 km to the north, northwest and southwest from the site. There are also minor exposures of Jurassic limestone with gypsum and Quaternary alluvium. Pine-oak forest (*Pinus moctezumae*, *P. teocote*, *Quercus greggii*, *Q. mexicana*) and oak shrub (*Quercus clavicola*, *Q. canbyi*, *Q. porphyrogenita*, *Q. fusiformis*) are present in the eastern hills at elevations of > 2000 m asl (e.g. Muller, 1939; Starker-Leopold, 1950). Mesquite-grass (*Yuca treculeana*, *Acacia amentacea*) and desert scrub are abundant in lower elevations (~1580–1900 m asl) of both the eastern and northern watersheds (e.g. Starker-Leopold, 1950).

2.2. Sampling and analysis

We dug three different pits at different locations on the dry lakebed and sediments collected from the deepest pit were considered for this work (i.e. 300 cm, Fig. 1b). Chronological control of this sequence is based on 9 AMS ¹⁴C analysis of bulk-sediment organic carbon at 264–262 cm, 240–238 cm, 182–180 cm, 152–150 cm, 102–100 cm, 82–80 cm, 62–60 cm, 30–28 cm and 12–10 cm depths (Fig. 2). A total of 150 samples (at 2 cm interval) were collected for geochemical analysis. All these samples were oven dried at 40 °C, homogenized and powdered using an agate pestle. Concentrations of total organic carbon (TOC) and total inorganic carbon (TIC) were determined in Thermo Scientific HiPerTOC solid analyzer. Sulphur (S) contents ($n = 150$) and Nitrogen (N) concentrations ($n = 34$) were measured in a Perkin Elmer Series II CHNS/O elemental analyzer. Abundances of CO₃ and SO₄ were estimated as: CO₃ (%) = TIC (%) × 4.996 and SO₄ (%) = S (%) × 2.995.

Concentrations of Si, Al, Ti, K, Fe, Zr and Ca were measured using a Thermo Scientific Niton FXL 950 XRF and subsequently corrected following Quiroz-Jiménez and Roy (2017). Stable isotopes of carbon and oxygen in carbonate were measured in 60 samples (at ~10 cm interval) using Finnigan-MAT 252 isotope ratio mass spectrometer coupled with a Kiel III carbonate preparation device following the methodology of McCrea (1950). The isotope ratios of $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ are reported in permil (‰) relative to the V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) and

they have precisions of 0.047‰ and 0.011‰, respectively. For the measurements of stable carbon isotopes in organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ‰ V-PDB), another aliquot of the same sample was pretreated with 1 N HCl to remove carbonates and then rinsed three times with water to neutralize the sample prior to analysis. Stable isotope of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ was performed on a Thermo Electron DeltaV Advantage isotope ratio mass spectrometer coupled with a ConFlo II interface to a Carlo Erba NA 1500 CNHS Elemental Analyzer. It has a precision of 0.060‰. Clastic and non-clastic minerals were identified in 15 different samples using Olympus Terra 476 XRD. We removed carbonates and evaporites in 7 different samples with variable Si, Al and K concentrations in order to better identify the clastic minerals. XRD study is supported by the microscopic observation of thin sections prepared from samples at 242–240 cm and 94–92 cm depths.

3. Results

3.1. Sediment archive and chronology

We described lithology of the sediment column from field observations (Fig. 2a). Sediments of 300–62 cm depth in the lower part of the column have visible gypsum crystals and lenses in a massive light pink silt matrix. The intermediate part between 62 and 27 cm depth is composed of massive light pink silt but it lacked any visible gypsum crystals. The uppermost part at 27–0 cm depth is composed of massive calcareous brown silty-sand, and sediments of 10–0 cm depth contain root remnants.

An age-depth model was generated from the calibrated AMS ¹⁴C ages (Reimer et al., 2013) using the online program OxCal version 4.2 (P sequence, $k = 1.0$; Bronk Ramsey, 2008, 2009). Table 1 presents the calibrated age ranges (2σ), modelled values and agreement index of the ¹⁴C results. This Bayesian age model with stratigraphically consistent ¹⁴C dates was used to assign a chronology to the sediment archive (Fig. 2b). The tie points incorporated uncertainties of 90–390 years and the age model showed an agreement index (A) of 89.8%. The estimated sedimentation rates varied between 3.1 and 20.2 cm/ka. The lowest depositional rate between 102 and 100 cm and 82–80 cm depths (3.1 cm/ka) suggested poor sediment preservation, possibly caused by episodes of sediment accumulation and deflation during ~12.7–6.2 cal ka BP. The base of sediment archive at 300 cm was assigned a median age of ~32.5 cal ka BP by extrapolating an average of the sedimentation rates estimated for different parts of the sequence to samples of 300–264 cm depths. Sediments of 300–62 cm depth represent the depositional history of ~32.5–4.7 cal ka BP and sediments of 62–27 cm were deposited during ~4.7–1.4 cal ka BP. Similarly, the sediments of 27–0 cm depth represent the depositional history of last ~1.4 cal ka.

3.2. Total organic carbon (TOC), C/N and carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

Except for the surface sediment (TOC: 5.36%), TOC remained below 3% (0.01–2.99%; average: 1.07%, Fig. 3). It shows above average values (> 1.07%) in sediments of 300–194 cm and 26–0 cm depths, and variable values (0.01–1.34%) in sediments of 194–26 cm depths. Sediments have TN contents of 0.1–0.5%. The C/N ratio (0.4–23.6; average: 7.2) generally remains < 10 (194–0 cm) and it varies between 10 and 23.6 in sediments below the depth of 194 cm with above average amounts of TOC (Fig. 3). Carbon isotope composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of organic carbon varies between –24.32‰ and –15.29‰ V-PDB with an average of –20.62‰ V-PDB (Fig. 3). $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (–24.32‰ to –17.14‰ V-PDB) are variable in sediments of 300–62 cm depths. Sediments of 62–0 cm depth (–17.05‰ to –15.29‰ V-PDB) exhibit relatively homogeneous and more-than-average values.

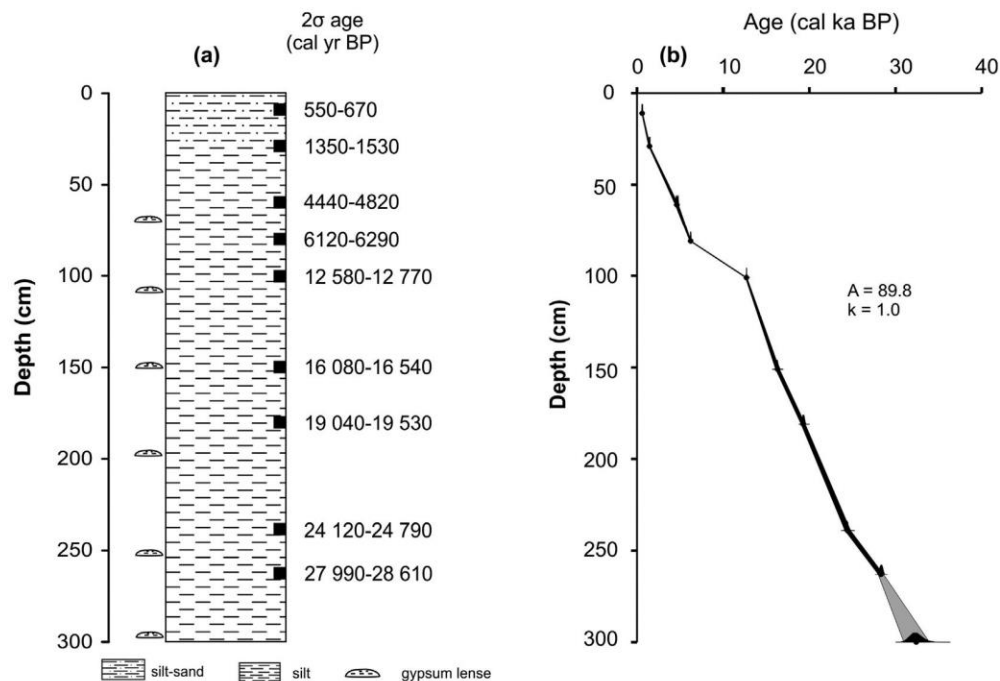


Fig. 2. (a) Lithology of the sediment profile and chronological information obtained from samples at different depths. (b) A Bayesian age-depth model for the sediment profile has an agreement index of 89.8%. The tie points incorporated uncertainties of 90–390 years for the sediments deposited at rates varying between 3.10 and 20.22 cm/ka.

3.3. Carbonate (CO_3) and sulphate (SO_4) abundance

Contents of CO_3 (0.52–21.00%; average: 1.47%) are lower compared to SO_4 (0.39–22.13%; average: 17.10%) (Fig. 3). The upper most part of the sediment column with above-average TOC also contains more CO_3 ($r = 0.6$, $p < .05$). The XRD analysis indicates the presence of calcite and gypsum as non-clastic minerals. We estimated the abundances of calcite and gypsum from the concentrations of CO_3 and SO_4 , respectively. Gypsum in cross-polarized photomicrography exhibits acicular prismatic crystals mostly in a sediment free matrix and sometimes showing matrix inclusion along the growth surfaces (Fig. 4). These fabrics indicate authigenic subaqueous growth from an evaporating brine pond and in some cases displacive growth within the sediments by evaporation at capillary fringe of the sediment-water interface (e.g. Rosen and Warren, 1990). We did not observe presence of aragonite as its unstable structure was transformed to calcite after sedimentation. More calcite is present only in the uppermost sediments (27–0 cm) and gypsum is abundant in rest of the sediments. It is reflected by the inverse correlation between CO_3 and SO_4 ($r = -0.8$, $p < .05$). Sediments of 27–0 cm depths have more CO_3 (1.80–21.00%) and less SO_4 (0.39–14.61%). Samples between 300 and 62 cm depths have less CO_3 (0.52–2.59%) and more SO_4 (13.81–22.13%). Few

intervals within this section have exceptionally high SO_4 compared to CO_3 (Fig. 3).

3.4. Elemental concentrations and mineralogy

Down-core elemental concentrations are 0.87–12.51% (average: 4.49%) for Si, 0.11–1.43% (average: 0.47%) for Al, 0.14–0.68% (average: 0.29%) for K, 0.13–0.80% (average: 0.28%) for Fe, and (14.00–22.79%, average: 18.93%) for Ca (Fig. 5). Sediments have 2.25–16.28% of Mg (average: 7.37%). Ti concentrations are below the detection limits between 62 and 27 cm depth and close to the limit of detection (0.04–0.16%) in the rest of the record. Si, Al, K and Fe are associated with siliciclastic minerals and their distributions are similar ($r > 0.9$, $p < .05$) throughout the record. We observed more quartz and illite-montmorillonite mixed-layer clay in sediments with higher Si, Al, K and Fe. Positive correlation between the abundances of siliciclastic minerals and TOC (Al vs. TOC, $r = 0.5$, $p < .05$) suggests the presence of more organic matter in sediments with higher clastic minerals. The relatively soluble K and Fe are likely incorporated onto the mixed-layer clay minerals by adsorption and cation exchange (e.g. Mason and Moore, 1982; Cohen, 2003; Roy et al., 2009). Concentrations of Ca reflect the combined contributions from gypsum and calcite,

Table 1

Radiocarbon analysis of bulk organic sediments from the Sandia Basin, calibrated results and modelled ages used for the age-depth model.

Lab. code	Depth (cm)	AMS ^{14}C age (BP)	2σ range (cal yr BP)	Modelled median age (cal yr BP)	Agreement index (A)
15OS/0307	10–12	650 ± 30	550–670	580	100.8
15OS/0308	28–30	1520 ± 30	1350–1530	1470	86.7
15OS/0309	60–62	4110 ± 50	4440–4820	4620	99.7
16OS/0202	80–82	5380 ± 30	6120–6290	6240	110.4
15OS/0430	100–102	10,800 ± 60	12,580–12,770	12,700	94.7
15OS/0310	150–152	13,500 ± 60	16,080–16,540	16,300	93.9
15OS/0431	180–182	16,000 ± 80	19,040–19,530	19,290	100.5
15OS/0312	238–240	20,250 ± 80	24,120–24,790	24,400	91.1
16OS/0417	262–264	24,330 ± 100	27,990–28,610	28,300	92.6

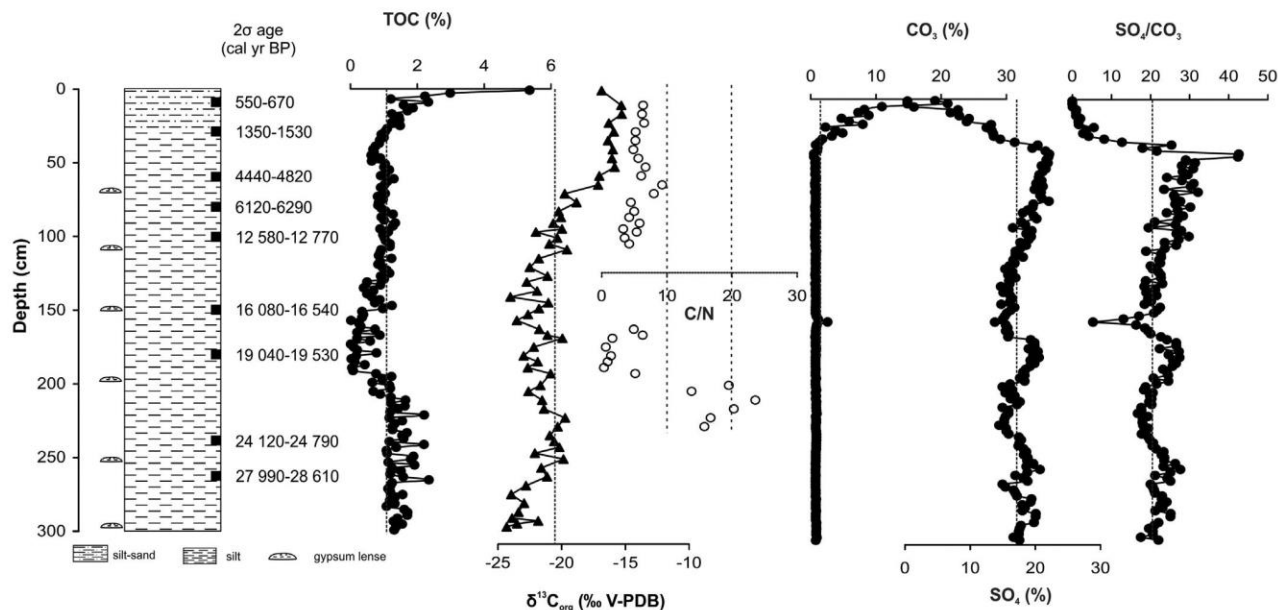


Fig. 3. Concentrations of total organic carbon (TOC), C/N ratio, carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) in organic matter, carbonate (CO_3) and sulphate (SO_4), and the SO_4/CO_3 ratio in the sediment archive. Average values of all the proxies, except for C/N, are shown by dotted lines.

though most of this record is dominated by gypsum (> 27 cm depth). This inference is supported by similarities in the down-core variations of Ca and SO_4 ($r = 0.7$, $p < .05$) as well as the mineralogical and petrographic studies. Negative correlations of Ca with Si, Al and K ($r = -0.7$, $p < .05$) suggest that sediments with more gypsum contain less siliciclastic minerals. The negative correlation between Mg and CO_3 ($r = -0.5$, $p < .05$) and the positive correlation between Mg and Al ($r = 0.8$, $p < .05$) support the mineralogical analysis suggesting lack of dolomite as Mg is associated with the siliciclastic minerals.

Here, we use the ratio of $(\text{Al} + \text{Si} + \text{K} + \text{Fe})/\text{Ca}$ to estimate the abundance of mixed-layer clay minerals by removing the dilution effect of gypsum (e.g. Weltje and Tjallingii, 2008) and support our observation with mineralogical data. XRD analysis of sediments with more-than-average $(\text{Al} + \text{Si} + \text{K} + \text{Fe})/\text{Ca}$ values indicate presence of more mixed-layer clay and minimal quartz. Negative correlations between this ratio and SO_4/CO_3 ($r = -0.8$, $p < .05$) suggest that the transportation of more mixed-layer clay minerals into the basin occurred during intervals of less gypsum deposition (Fig. 5). The $(\text{Al} + \text{Si} + \text{K} + \text{Fe})/\text{Ca}$ ratios range from 0.06–1.08 (average: 0.30). Above-average values at 269–261 cm, 231–189 cm, 161–109 cm and 27–10 cm depths indicate deposition of more clay minerals during ~29–28 cal ka BP, ~23.5–20.5 cal ka BP, ~17.5–13.5 cal ka BP and ~1.4–0.6 cal ka BP. In contrast, the sediments with higher-than-average Si/Al have greater proportions of quartz and minimal mixed-layer clay minerals. Thus, we interpret Si/Al ratios as an indicator of the quartz abundance in sediments (Fig. 5). Si/Al ratios (5.41–17.44; average: 9.94) are above average in sediments of 132–42 cm (i.e. ~15–3 Cal ka BP) and remain less-than-average in rest of the record. A weak positive relationship between Si/Al and SO_4/CO_3 ($r = 0.3$, $p < .05$), however, indicate that some of the quartz-rich sediments contain more-than-average amounts of gypsum.

3.5. Oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) and carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) isotopes in calcite

Carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) isotopes could be measured in only 12 calcite-rich intervals at 158–104 cm ($n = 4$), 32–27 cm ($n = 2$) and 27–0 cm ($n = 6$). $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ varies between -2.85‰ and 3.29‰ V-PDB (average: 0.43‰ V-PDB) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ fluctuates between -4.31‰ and -0.32‰ V-PDB (average: -1.98‰ V-PDB) (Fig. 6a).

More positive $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values represent the sediments with higher SO_4 and hence more gypsum ($r = 0.7$, $p < .05$; Fig. 6b).

4. Discussion

4.1. Watershed vegetation

Organic carbon of sedimentary records provides important information about the source of biomass as well as the composition and abundance of vegetation. It has been studied using C/N ratios, fossil pollen and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (e.g. Meyers and Lallier-Vergès, 1999; Metcalfe et al., 2002; Kohn, 2010). More recently, the carbon and hydrogen isotopic compositions of compound specific biomarkers (*n*-alkane) provided insights to distinguish terrestrial organic matter from the aquatic components as well as to identify the contributions from different terrestrial plants (Theissen et al., 2005; Xiong et al., 2010; Lane et al., 2011; Lane and Horn, 2013). The presence of gypsum crystals suggested that the Sandia Basin hosted shallow and saline water bodies since the late last glacial. Generally low organic carbon content (average TOC:1.07%) in the sediment archive and poor-preservation of sediments between ~12.7–6.2 cal ka BP suggested that the events of deflation and basin desiccation facilitated degradation of the deposited organic matter (e.g. Beuning et al., 1997). Comparable distributions of TOC and abundance of siliciclastic minerals suggest that the organic matter present in sediments is mostly allochthonous. Degradation of this biomass by oxidation during events of minimal inflow and basin desiccation modified the C/N ratio. It remained < 10 in the last ~21 cal ka and sediments of this interval have generally above-average gypsum and below-average TOC (Fig. 3). C/N (10–23.6) values in sediments deposited before ~21 cal ka BP with better preservation of organic carbon (above-average TOC) suggested that terrestrial plants contributed more biomass.

In the absence of fossil pollen and perturbations caused to the C/N ratio, we cautiously evaluated carbon isotope compositions of preserved biomass ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and related those to terrestrial plants with different photosynthetic pathways and restricted the paleo-vegetation reconstruction up to the youngest radiocarbon date (i.e. ~0.6 cal ka BP) due to possible anthropogenic perturbations of the near-surface sediments (e.g. Silvera et al., 2005; Cernusak et al., 2013; Crayn et al.,

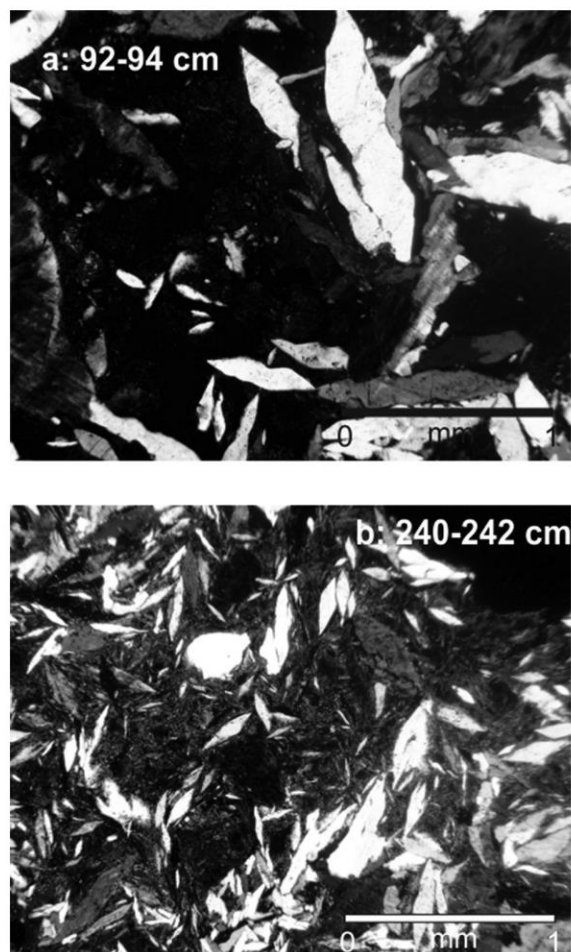


Fig. 4. Photomicrographs of prismatic gypsum crystals indicating subaqueous growth from an evaporating brine pond (92–94 cm depth) and lenticular gypsum with matrix inclusion along the growth surfaces indicating evaporation at capillary fringe of the sediment-water interface (240–242 cm depth).

2015). The species with C_3 photosynthetic pathways grow in humid environments and their carbon isotope compositions ($\delta^{13}C_{org}$: -37% to -20% V-PDB; average: -27% V-PDB; Kohn, 2010) are lower compared to plants with C_4 photosynthesis growing in water deficient regions ($\delta^{13}C_{org}$: -17% to -9% V-PDB; average: -13% V-PDB; Cerling et al., 1997). Some vascular plants of the arid regions also exhibit the Crassulacean Acid Metabolism (CAM; -32.3% to -11.80% V-PDB) photosynthetic pathway (Smith and Winter, 1996; Silvera et al., 2005; Cernusak et al., 2013; Crayn et al., 2015). We interpreted the vegetation composition only in terms of the relative contributions from C_3 and C_4 plants and supported it with the available palynological information from northwestern Mexico as well as from the southern High Plains and western Texas in southern US (Hafsten, 1961; Wells, 1966; Lozano-García et al., 2002; Ortega-Rosas et al., 2008, 2016). We also compared the results of a lipid biomarker record from the nearby El Potosi Basin representing last ~ 20 ka (Chávez-Lara et al., 2019).

$\delta^{13}C_{org}$ values of our sedimentary record show a bimodal distribution (-24.32% to -18.84% V-PDB and -17.14% to -15.29% V-PDB). They are higher compared to the average of C_3 plants and lower compared to the average of C_4 vegetation (Fig. 7). Some of these values are comparable to C_3 plants from arid environments with annual precipitation of < 500 mm ($> -25.5\%$ V-PDB; Kohn, 2010). DeLucia and Schlesinger (1991) and Ehleringer et al. (1998) reported still higher values ($> -23\%$ V-PDB) in C_3 biomass from the Atacama Desert as well as organic matter sourced from *Pinus* in dry settings. The depleted carbon isotope compositions of the Sandia Basin biomass are also comparable to whole leaf of C_3 plants from the arid Succulent Karoo Biome of South Africa ($\delta^{13}C_{org}$: -27% to -20% V-PDB; Boom et al., 2014). We consider that the organic carbon in sediments between ~ 32.5 and 12.7 cal ka BP ($\delta^{13}C_{org}$: -24.32% and -18.84% V-PDB) was sourced more from the C_3 plants (Fig. 7). During the cooler late last glacial and deglaciation, *Juniperus* had already disappeared from surroundings of the Babicora Basin at northwest Mexico (Metcalf et al., 2002). Lozano-García et al. (2002), however, reported that coniferous forest (*Abies*, *Pinus* and *Eryngium*) expanded to lower elevations between ~ 48 – 16.5 cal ka BP at northern part of the Baja California Peninsula (San Felipe Basin) and it subsequently retreated back to higher altitudes after ~ 16.5 cal ka BP. Körner et al. (1988) and Marshall and Zhang (1994) reported that $\delta^{13}C_{org}$ of biomass increases by 1 – 2% per km of landscape elevation. We relate the variations in $\delta^{13}C_{org}$ values during the late last glacial and deglaciation to expansion and retreat of C_3 vegetation to different altitudes within the Sandia Basin watershed. Pine-oak forest and oak shrub today grow at elevations of > 2000 m asl. They possibly expanded to lower elevations during the Heinrich

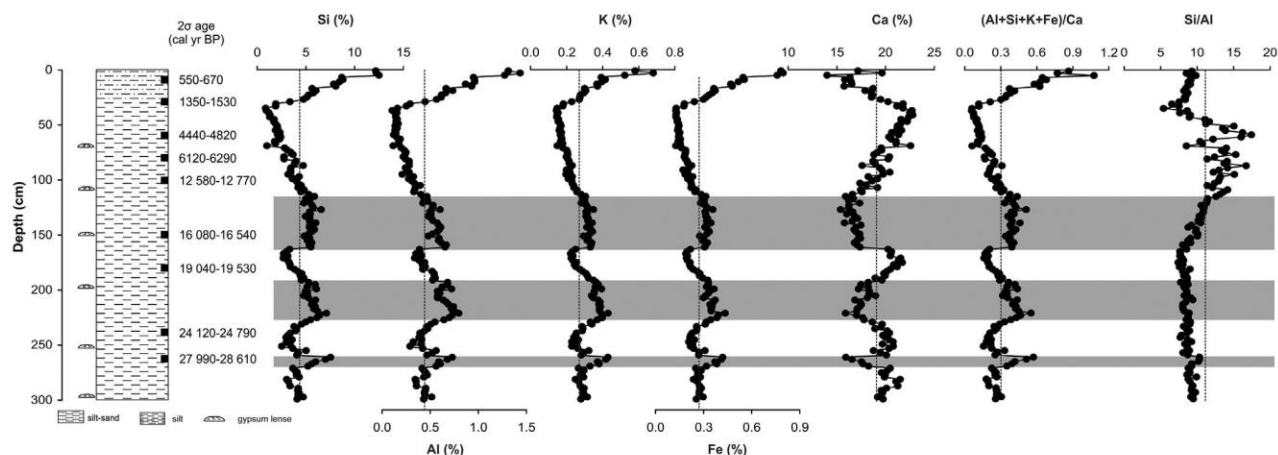


Fig. 5. Concentrations of Si, Al, K, Fe and Ca in samples through the sediment archive. Ratio of $(Al + Si + K + Fe)/Ca$ estimates the abundance of mixed-layer clay minerals and Si/Al ratio estimates the abundance of quartz. Average values of all these geochemical indicators are shown in dotted lines and the gray shades demarcate the sediments with more-than-average abundances of mixed-layer clay minerals.

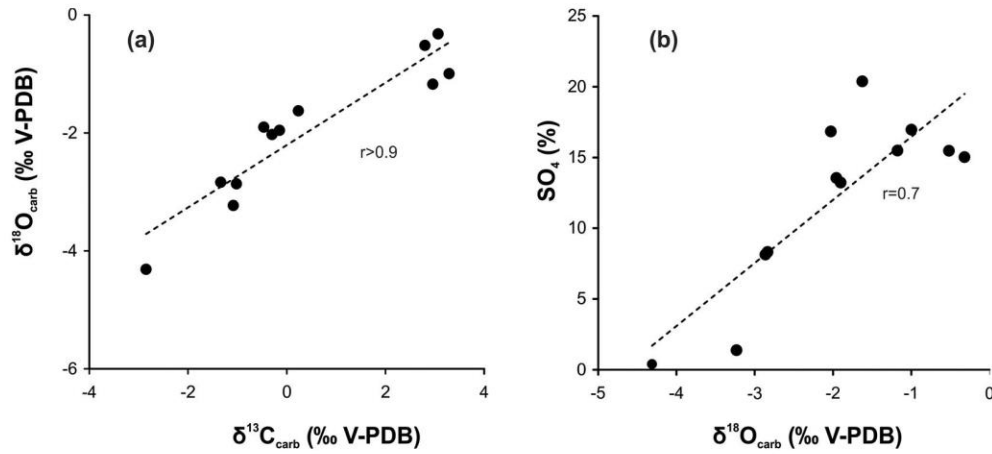


Fig. 6. (a) Covariance between carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) isotopes measured in calcite compared to the V-PDB standard and (b) covariance between SO_4 and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ in sediments of the Sandia Basin.

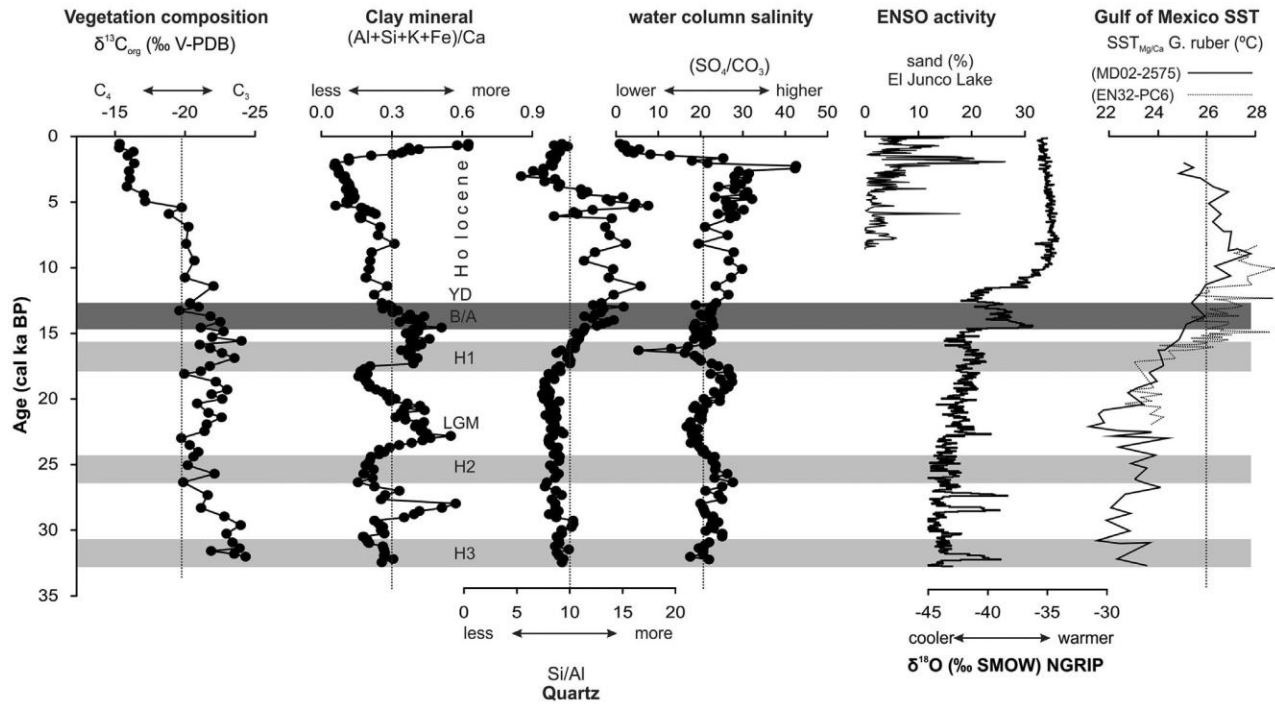


Fig. 7. Proxy records indicating the possible photosynthetic pathways of vegetation ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), erosion of mixed layer clay minerals ($\text{Al} + \text{Si} + \text{K} + \text{Fe}/\text{Ca}$) and quartz (Si/Al) and water column salinity (SO_4/CO_3) since the late last glacial. Proxy records are evaluated with respect to the global temperature (NGRIP project members, 2004), Gulf of Mexico SST (Flower et al., 2004; Ziegler et al., 2008) and ENSO activity (Conroy et al., 2008).

stadials of H3 and H1 (e.g. Muller, 1939; Starker-Leopold, 1950). In the Sierra Madre Occidental Mountains (Ciénegas San Marcial and Las Taunas), the vegetation composition changed from *Juniperus-Pinus* woodland to xeric grassland during the deglaciation (Ortega-Rosas et al., 2016). Chávez-Lara et al. (2019) observed that woodland vegetation, soil and wetland contributed more lipids to the nearby El Potosi Basin during ~19–15 cal ka BP. The wetland biomarkers disappeared during the deglaciation and the contribution from woodland again dominated between ~15 and 11.7 cal ka BP.

Lack of sediments deposited between ~12.7–6.2 cal ka BP did not allow the reconstruction of vegetation during the Pleistocene-Holocene transition as well as between the early to middle Holocene in the surroundings of the Sandia Basin. Packrat middens from the Llano

Estacado and Maravillas Canyon of southern US, however, suggested that woodland disappeared between ~11.2–10 cal kyr BP (Hafsten, 1961; Wells, 1966). In the El Potosi Basin, the putative woodland and grass inputs decreased, and the subtropical desert scrub dominated post ~11.7 cal ka BP (Chávez-Lara et al., 2019). Fossil pollen from the Canyon de la Fragua, Puerto de Ventanillas and Sierra de la Misericordia of northeast Mexico also indicated disappearance of woodlands between ~12.6 and 8.7 cal ka BP (Van Devender and Burgess, 1985; Betancourt et al., 1990). Ortega-Rosas et al. (2017) reported appearance of warm mixed forest after ~9.2 cal ka BP in the Sierra Madre Occidental Mountains.

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (–17.14‰ and –15.29‰ V-PDB) of sediments deposited during ~5–0.6 cal ka BP suggest that C₄ plants contributed

more biomass over the late Holocene. This interval is contemporary to lipid biomarkers indicating higher abundance of C_4 grasses in the El Potosi Basin post ~ 4.2 cal ka BP (Chávez-Lara et al., 2019). Hattersley (1982) observed that plants growing under controlled environmental conditions exhibit minimal $\delta^{13}C$ variations ($< 3\text{‰}$). Relatively stable environmental condition at the Sandia Basin and substantial expansion of the drought tolerant C_4 plants after 5 cal ka BP might have caused homogeneous $\delta^{13}C_{\text{org}}$ values. Modern vegetation of this basin has abundant mesquite-grass and desert scrub (Starker-Leopold, 1950). It is possible that these desertic components of the surrounding vegetation have been continuing since the late Holocene. The southern margin of subtropical North America also became more arid over the last ~ 5 cal ka and runoff into the Las Cruces Basin remained less-than-average (Roy et al., 2013b).

4.2. Paleosalinity

Covariance ($r > 0.9$, $p < .05$; Fig. 6a) between $\delta^{13}C_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}O_{\text{carb}}$ in limited samples suggests that the basin was hydrologically closed at least over the last ~ 17 cal ka. Similar distributions of $\delta^{18}O_{\text{carb}}$ and gypsum abundance ($r = 0.7$, $p < .05$, Fig. 6b) during this interval indicate that evaporation of the saline water column led to gypsum precipitation. These gypsum crystals were precipitated from evaporative brine pond as well as through evaporation at the capillary fringe of the sediment-water interface, similar to the authigenic gypsums found at the Bristol Dry Lake of California and Pringles Lakes in Australia (Rosen and Warren, 1990; Magee, 1991). They did not wash in from gypsum-bearing watershed lithologies by the runoff. Similar sediment texture (i.e. silt with gypsum) in the deeper part the sediment archive suggests that the basin might have been hydrologically closed since the late last glacial. The initial stages of evaporation and CO_2 degassing of the surface inflow and groundwater caused precipitation of calcite mostly in the basin margins. Gypsum was precipitated at a later stage from more saline water column (40–100 g/l) at relatively central parts of the basin (Eugster and Hardie, 1978; Sanford and Wood, 1991). Minimal amounts of carbonate (CO_3 : 0.52–2.59%) and higher SO_4 (13.81–22.13%) in deeper parts of the sediment archive suggested the presence of generally saline and $Ca-SO_4$ enriched water column at sampling site of the basin during ~ 32.5 –4.7 cal ka BP. The antiphase between calcite and gypsum is similar to the observations of Hodell et al. (2005) from Lake Chichancanab, a broadly analogous karstic lake system on the Yucatan Peninsula. Changes in the gypsum to calcite abundance (i.e. SO_4/CO_3 ratios, Fig. 7) suggest that the water column salinity varied over the late last glacial and deglaciation (~ 32.5 –12.7 cal ka BP) and it remained above-average between ~ 6.2 –1.4 cal ka BP. Carbonate deposition reduced as more gypsum started to deposit during the intervals of enhanced salinity. This proxy record of salinity (except for the last ~ 1.4 cal ka) mimics the ice-core inferred global temperature in orbital to millennial-scales (e.g. NGRIP project members, 2004, Fig. 7).

4.3. Watershed erosion

Siliciclastic minerals were sourced from the erosion of sandstone and shale present within the limestone dominated lithologies of the watershed and they were transported as particulates into the basin. Mixed-layer illite-montmorillonite was derived from shale and quartz was transported from the eroded sandstones (Fig. 1a). Vegetation composition in the watershed did not show any significant change during the intervals with different abundances of mixed-layer clay mineral and quartz (Fig. 7). Transportation of mixed-layer clay changed from less-than-average to more-than-average at ~ 29 cal ka BP and ~ 23.5 cal ka BP with minimal change in carbon isotope composition of the biomass. Quartz abundance was also variable during the intervals with comparable $\delta^{13}C_{\text{org}}$ values. It was less-than-average during ~ 26.5 –23 cal ka BP and more-than-average during ~ 13.5 –12.7 cal ka

BP. This suggests that the variable hydroclimate controlled the deposition of different siliciclastic minerals in the basin.

Among the lithologies in the watershed, the sandstones are present at relatively larger distances and the shale intercalated limestones are present near the sampling site (i.e. eastern basin margin) (Fig. 1b). Clastic mineral from the nearby lithology was transported into the basin during wetter events of the late last glacial and deglaciation. Transportation of the sediments sourced from shale increased at ~ 29 –28 cal ka BP, and during ~ 23.5 –20.5 cal ka BP and ~ 17.5 –13.5 cal ka BP. These events occurred within the cooler late last glacial and deglaciation and they were separated by ~ 5.5 –6 ka in our age model (nearly cyclic). The inverse relationship between SO_4/CO_3 and abundance of mixed layer clay mineral suggests that the basin hosted less saline and relatively diluted water column during these intervals. All these events occurred within an interval of dominant winter storms identified in sediments of the San Felipe Basin at northern part of the Baja California Peninsula between ~ 48 and 14 cal ka BP (Roy et al., 2012). Higher amounts of winter moisture caused expansion of coniferous forest to lower elevations in surroundings of the same basin (~ 48 –16.5 cal ka BP; Lozano-García et al., 2002). Murillo de Nava et al. (1999) observed alluvial deposits at southern part of the Baja California Peninsula and Blanchet et al. (2007) reported higher fluvial discharge into the Pacific Ocean off the southern part of Baja California Peninsula. Kirby et al. (2006) also related the higher lake levels in southern California to frequent winter storms during ~ 36 –27 cal ka BP. The pollen record from Babicora Basin indicated cooler and drier conditions during the last glacial maximum (Metcalfe et al., 2002) and Ti-content suggested that the basin received more than average runoff during ~ 29 , ~ 25 , ~ 21 –19 cal ka BP and at ~ 14 cal ka BP (Roy et al., 2013a). The fluctuating hydrology is also reflected by the ostracodes, indicating presence of water column with salinity of more than 500 ppm between ~ 29 and 12 cal ka BP (Chávez-Lara et al., 2012). However, the westerly winter storms had minimal influence in the region located at south of the $29^\circ N$ latitude (Roy et al., 2013a). Transportation of wet air masses from the tropical Pacific to northwest Mexico during ~ 17 –14 cal ka BP also reached the Great Basin (Lyle et al., 2012). The wetter hydroclimate of central-northern Mexico during the late last glacial was related to formation of more frequent tropical cyclones in the eastern North Pacific (Roy et al., 2015). We observed similar responses to Heinrich stadials in the sediment archive of the Sandia Basin. Transportation of clastic minerals remained less-than-average during H3, H2 and early H1. Variation in erosion over the H1, constrained with two different radiocarbon dates, is not restricted only to this record. SST of both the GoM and Gulf of California varied over the H1 (Flower et al., 2004; McClymont et al., 2012). Over the H1, the GoM SST increased by $\sim 3^\circ C$ (Flower et al., 2004) and the Gulf of California SST became warmer during its later part (McClymont et al., 2012). We, however, do not rule out the possibility that variations over the H1 in sediment archive of the Sandia Basin could also be due to limitations associated with our age model. Conditions in general were drier during the three different Heinrich events.

The abundance of sediments sourced from relatively longer distance sandstones increased between the later part of Bølling-Allerød (B/A) interstadial and ~ 12.7 cal ka BP and again between ~ 6.2 –4 cal ka BP after the depositional hiatus (i.e. ~ 12.7 –6.2 cal ka BP). The Sandia Basin hosted more saline water during both the events. The events of more quartz erosion occurred within an interval of higher catchment erosion and transportation of REE bearing heavy minerals into the San Felipe Basin of northern Baja California during ~ 14 –3 cal ka BP. Roy et al. (2012) related this interval to a regime of dominant summer precipitation, associated with the North American Monsoon (NAM) and tropical cyclones. Proxy-records from other sites in the northwestern Mexico and southwestern US, however, indicated variable hydroclimate during the depositional hiatus. For example, the REE systematics and mineralogical compositions suggested mobilization of quartz and plagioclase from the sand dunes located in surrounding of the San Felipe

Basin by aeolian processes at ~ 13 – 12 cal ka BP and at ~ 8 cal ka BP (Roy et al., 2012). In the Babicora Basin, Metcalfe et al. (2002) and Roy et al. (2013a) observed events of desiccation during the middle Holocene. The Mexico-US borderlands received strong stream flow between ~ 12 – 8 cal ka BP (Minckley et al., 2011). Enhanced NAM and tropical cyclones of the Pacific Ocean with expanded rainfall swaths brought more warm-season precipitation to a broader region extending from central-northern Mexico to the continental interiors of the southwestern US during the Pleistocene-Holocene transition (Roy et al., 2015). Influence of the NAM covered a broader region during the early Holocene (i.e. > 8 cal ka BP) with moisture flow from the subtropical Pacific Ocean (Barron et al., 2012). Antinao and McDonald (2013), however, reported that the southwest US received more winter storms along with the tropical cyclones. Sediments of the Cieneguilla Basin at southern margin of the subtropical North America also registered variable hydroclimates during the early to middle Holocene. Proxies indicating erosion, precipitation/evaporation ratio and carbon isotope based past vegetation suggest that conditions were wetter during ~ 9.5 – 8.2 cal ka BP compared to ~ 8.2 – 6.8 cal ka BP (Roy et al., 2019).

4.4. Forcing

Previous research and synthesis of proxy records have shown similarities between tendencies of precipitation from this region and latitudinal shifts in position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) as well as the summer-autumn insolation (Barron et al., 2012; Metcalfe et al., 2015; Roy et al., 2016). In the modern era, the GoM SST modulated AMO controls the activity and trajectories of hurricanes (Kerr, 2005; Wang et al., 2006, 2011; Goldenberg et al., 2001). Enfield et al. (2001) and Poore et al. (2009) reported the formation of higher number of category 4 and 5 hurricanes in the northern GoM during the warmer phase of AMO (1995–2008 CE, 14 hurricanes) and fewer during the cooler phase of AMO (1968–1994 CE, 8 hurricanes). The dynamics of AMO, however, affect the hydroclimates of the northeast Mexico and southeast US differently. Sánchez-Santillán et al. (2012) observed that northeast Mexico received more rainfall in a cooler phase of AMO (i.e. 1964–1989 CE) and conditions at five different sites of this region changed from dry to sub-humid. Goldenberg et al. (2001), however, observed that inflow to the Lake Okeechobee of south Florida decreased as a result of reduction in the amounts of summer rainfall during this phase and the inflow increased by 40% during the warmer phase of AMO (i.e. 1938–1963 CE). ENSO also influences the amount of warm season rainfall and the summer precipitation of northeast Mexico remains below the climatological mean during the El Niño years (Magaña et al., 2003). We evaluated the influence of these climatic forcings on transportation of different clastic minerals from different distances within the watershed of the Sandia Basin in Fig. 7. Mg/Ca ratios of surface dwelling *Globigerinoides ruber* from northeastern GoM (MD02–2575 core) suggest that SST varied between 21 °C and 27.5 °C over the last ~ 32.5 cal ka BP (Ziegler et al., 2008). Another proxy-SST record of the GoM comes from Mg/Ca of *Globigerinoides ruber* in the Orca Basin sediments and it covers the interval of ~ 22 – 8 cal ka BP (EN32-PC6 core, Flower et al., 2004). Sand content in sediments of the Junco Lake in the Galápagos Islands represented the paleo-ENSO activity (Conroy et al., 2008).

Erosion and transportation of finer clay minerals from the nearby lithologies occurred during the interval of generally cooler GoM (SST < 26 °C). Erosion and transportation of relatively coarser quartz from longer distance lithologies gradually increased as the GoM became warmer and SST reached ≥ 26 °C. We evaluated the transportation of different clastic minerals in terms of erosive power of the runoff. Runoff with less erosive power would transport more sediments from the nearby lithologies into the basin and the runoff with more erosive power would transport sediments from longer distance lithologies. Nearing et al. (2004) observed that total annual rainfall controls the erosive power of runoff. Higher numbers of wet days or more

precipitation per wet day can change the amount of total annual precipitation. In two different scenarios of a modeling study, Pruski and Nearing (2002) evaluated the effects of more wet days and more precipitation per wet day on erosion and observed that the higher number of wet days had less effect as the higher biomass production offered resistance to erosion. Erosion, however, increased significantly during the wet days with higher precipitation. We consider that the number of wet days with more precipitation in a region is reflection of the frequency of high-intensity precipitation events (e.g. Nearing et al., 2004). During the late last glacial and deglaciation, the low GoM SST possibly favored cooler AMO states at orbital to millennial-scales. Conditions were similar to the with cooler AMO phases of today and the northeast Mexico received more total annual precipitation. A lower number of high category hurricanes in the northern GoM, however, decreased the frequency of high intensity rainfall events in this region. More clay minerals were transported from the nearby lithologies during the events of higher precipitation over this generally wetter interval. This record and other regional records indicate abundant C_3 vegetation during the late last glacial (including the last glacial maximum). Higher biomass possibly offered resistance to erosion and transportation of sediments from longer distance lithologies. Precipitation was possibly distributed evenly, and cooler conditions caused relatively less evaporation. Both of them maintained less saline and relatively diluted water column in the basin. The forcing of GoM SST had less influence during the late last glacial and the influence of Laurentide Ice Sheet on seasonality of precipitation needs further evaluation.

Between the late B/A and ~ 12.7 cal ka BP and again between ~ 6.2 and 4 cal ka BP, the GoM SST remained ≥ 26 °C and possibly favored warmer AMO states more frequently at orbital to millennial-scales. Warmer SST might have also favored northward propagation of the ITCZ (e.g. Ziegler et al., 2008). We hypothesize that the frequency of high intensity precipitation events increased, through short-lived storms, but the amount of total annual precipitation decreased at northeast Mexico. The transportation of sediments from distal lithologies occurred by runoff with more erosive power. Overall warmer conditions caused deposition of gypsum from the evaporating brine pond. During the B/A, Feng et al. (2014) observed that more moisture from GoM reached the central Texas (Cave Without Name) and Roy et al. (2016) reported higher sediment-water interaction in watershed of the El Potosi Basin. Both the records suggest that an extensive region across the northeast Mexico and southeast US received more moisture from the GoM. Episodes of deposition and deflation in the basin between ~ 12.7 and 6.2 cal ka BP indicated that conditions remained arid during the early-middle Holocene. Poore et al. (2005), however, proposed that GoM summer moisture advection into the region increased again during ~ 7 – 4.7 cal ka BP. The transportation of quartz from relatively longer distance lithologies between ~ 6.2 and 4 cal ka was contemporary to this interval. Drought tolerant vegetation (C_4 plants) expanded tentatively after 5 cal ka BP and the GoM SST, however, remained cooler (< 26 °C). More sand deposition in the Junco Lake during this interval was due to increasing amplitude of ENSO activity and more frequent El Niño years (e.g. Conroy et al., 2008). Drought-like conditions in northeast Mexico over the late Holocene was possibly forced by the ENSO due to warmer global temperature. The potential influences of the Atlantic Multidecadal Oscillation as well as El Niño Southern Oscillation on water resources of this drought-prone region, however, needs further evaluation under the current greenhouse warming scenario.

5. Conclusions

Paleoclimate research in semi-arid and arid northern Mexico has witnessed an upsurge in the last couple decades. We present a new set of proxy records to fill some of the existing gaps, such as the responses of vegetation and frequency of high-intensity precipitation events to global climate changes in orbital to millennial-scales. Chemical,

mineralogical and stable isotope composition of a gypsum-rich sedimentary archive from the Sandia Basin were used as proxies to reconstruct the depositional histories of vegetation and erosion in the western foothills of the Sierra Madre Oriental Mountains over the last 32.5 cal ka with a hiatus between ~12.7 and 6.2 cal ka BP. Carbon isotope ratio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) in biomass was used to infer photosynthetic pathways of terrestrial plants and hence the paleo-vegetation composition. Abundances of fine-grained clay minerals and relatively coarse-grained quartz eroded from lithologies at different distances within the watershed served as proxies to estimate the erosive power of runoff and indirectly the frequency of high-intensity rainfall events. The conclusions of our study are:

- i. Vegetation was represented by more C_3 plants over the cooler late last glacial and deglaciation and they possibly expanded to lower elevations during Heinrich stadials H3 and H1. A substantial expansion of more drought tolerant C_4 plants occurred over the late Holocene and the homogeneous values possibly represented its establishment at least since ca. 5 cal ka BP.
- ii. Clastic minerals responded to the erosive power of the runoff and variations in past rainfall intensities. The high-intensity rainfall events were less frequent over the late last glacial and deglaciation and deposition of more mixed-layer clay minerals from nearby lithologies represented nearly cyclic three wetter events. Responses to the Heinrich stadials were similar (drier) and fewer clay minerals were deposited during H3, H2 and early H1. Deposition of sediments eroded from the distal lithologies increased since the later part of Bølling-Allerød (B/A) interstadial and it continued after the hiatus (~12.7–6.2 cal ka BP) until ~4 cal ka BP. This interval was characterized by increase in the frequency of high-intensity rainfall events.
- iii. We hypothesize that sea surface temperature (SST) modulated Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) changed the dynamics of tropical storms and hence the frequency of high-intensity rainfall events. Less frequent high-intensity rainfall events over the relatively wetter late last glacial and deglaciation were contemporary to an interval of cooler Gulf of Mexico SST ($< 26^\circ\text{C}$) and hence cooler AMO states. Warmer Gulf of Mexico SST ($\geq 26^\circ\text{C}$) between the late B/A and ~12.7 cal ka BP and between ~6.2–4 cal ka BP favored warmer AMO states and hence more frequent high-intensity rainfall events during the intervals of less total annual precipitation. Drought-like conditions over the late Holocene possibly had forcing of the El Niño Southern Oscillation (ENSO). The influences of AMO and ENSO on water resources of this drought-prone region, however, needs further evaluation.

Declaration of Competing Interest

We declare no conflict of interest.

Acknowledgements

Authors acknowledge financial support from UT system-CONACYT collaborative research grants (ConTex grant no. 2017-33) to PDR and TMS. The undergraduate students (Maribel Sánchez-García, Fernando Ibañez-Gonzalez and Irma Vargas-Martinez) of Faculty of Engineering of UNAM assisted in the laboratory. We acknowledge suggestions and comments from both the anonymous reviewers and the editor.

References

Amador, J.A., 2008. The intra-Americas sea low-level jet. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1146, 153–188.
 Antinao, J.L., McDonald, E., 2013. An enhanced role for the Tropical Pacific on the humid Pleistocene-Holocene transition in southwestern North America. *Quat. Sci. Rev.* 78, 319–341.
 Arens, N.C., Jahren, A.H., Amundson, R., 2000. Can C_3 plants faithfully record the carbon

isotope composition of atmospheric carbon dioxide? *Paleobiology* 26, 137–164.
 Barron, J.A., Metcalfe, S.E., Addison, J.A., 2012. Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography* 27, PA3206.
 Bender, M., 1968. Mass spectrometric studies of carbon 13 variations in corn and other grasses. *Radiocarbon* 10, 468–472.
 Betancourt, J.L., Van Devender, T.R., Martin, P.S. (Eds.), 1990. *Packrat Middens: The Last 40,000 Years of Biotic Change*. University of Arizona Press.
 Beuning, K.R.M., Talbot, M.R., Kelts, K., 1997. A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Alberts, East Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 136, 259–279.
 Blanchet, C.L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., Beaufort, L., 2007. Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quat. Sci. Rev.* 26, 3118–3133.
 Boom, A., Carr, A.S., Chase, B.M., Grimes, H.L., Meadows, M.E., 2014. Leaf wax n-alkanes and $\delta^{13}\text{C}$ values of CAM plants from arid Southwest Africa. *Org. Geochem.* 67, 99–102.
 Bronk Ramsey, C., 2008. Deposition models for chronological records. *Quat. Sci. Rev.* 27, 42–60.
 Bronk Ramsey, C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337–360.
 Cavazos, T., Salinas, J.A., Martínez, B., Colorado, G., de Grau, P., Prieto-González, R., Conde-Álvarez, A.C., Quintanar-Isaías, A., Santana Septúlveda, J.S., Romero-Centeno, R., Maya-Magaña, M.E., Rosario de La Cruz, J.G., Ayala-Enríquez, M.R., Carrillo-Tlazazanata, H., Santiesteban, O., Bravo, M.E., 2013. Actualización de escenarios de cambio climático para México como parte de los productos de la Quinta comunicación nacional. Informe Final. INECC y SEMARNAT (In Spanish).
 Cerling, T.E., Harris, J.M., MacFadden, B.J., Leakey, M.G., Quadek, J., Eisenmann, V., Ehleringer, J.R., 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature* 389, 153–158.
 Cernusak, L.A., Ubierna, N., Winter, K., Holtum, J.A.M., Marshall, J.D., Farquhar, G.D., 2013. Environmental and physiological determinants of carbon isotope discrimination in terrestrial plants. *New Phytol.* 200, 950–965.
 Chávez-Lara, C.M., Roy, P.D., Caballero, M.M., Carreño, A.L., Lakshumanan, C., 2012. Lacustrine ostracodes from the Chihuahua Desert of Mexico and inferred Late Quaternary paleoecological conditions. *Rev. Mexicana Ciencias Geol.* 29, 422–431.
 Chávez-Lara, C.M., Holtvoeth, J., Roy, P.D., Pancost, R.D., 2019. Lipid biomarkers in lacustrine sediments of subtropical northeastern Mexico and inferred ecosystem changes during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 535, 109343.
 Cohen, A.S., 2003. *Palaeolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, New York.
 Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., Shanahan, T.M., Steinitz-Kannan, M., 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quat. Sci. Rev.* 27 (11–12), 1166–1180.
 Crayn, D.M., Winter, K., Schulte, K., Smith, J.A.C., 2015. Photosynthetic pathways in Bromeliaceae: the phylogenetic and ecological significance of CAM and C_3 based on carbon isotope ratios for 1893 species. *Bot. J. Linn. Soc.* 178, 169–221.
 DeLucia, E.H., Schlesinger, W.H., 1991. Resource-use efficiency and drought tolerance in adjacent Great Basin and Sierran plants. *Ecology* 72, 51–58.
 Ehleringer, J.R., Rundel, P.W., Palma, B., Mooney, H.A., 1998. Carbon isotope ratios of Atacama Desert plants reflect hyperaridity of region in northern Chile. *Rev. Chil. Hist. Nat.* 71, 79–86.
 Enfield, D.B., Mestas-Núñez, A.M., Trimble, P.J., 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2077–2080.
 Eugster, H.P., Hardie, L.A., 1978. Saline Lakes. In: Lerman, A. (Ed.), *Lakes-Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, New York, pp. 237–294.
 Feng, W., Hardt, B.F., Banner, J.L., Meyer, K.J., James, E.W., Musgrove, M., Edwards, R.L., Cheng, H., Min, A., 2014. Changing amounts and sources of moisture in the U.S. southwest since the Last Glacial Maximum in response to global climate change. *Earth Planet. Sci. Lett.* 401, 47–56.
 Flower, B.P., Hastings, D.W., Hill, H.W., Quinn, T.M., 2004. Phasing of deglacial warming and Laurentide ice sheet meltwater in the Gulf of Mexico. *Geology* 32 (7), 597–600.
 Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Núñez, A.M., Gray, W.M., 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science* 293, 474–479.
 Hafsten, U., 1961. Pleistocene development of vegetation and climate in the southern High Plains as evidenced by pollen analysis. In: *Paleoecology of the Llano Estacado*. I. Museum of New Mexico Press, Fort Burgwin Research Centre Publication, Santa Fe, pp. 59–91.
 Hattersley, P.W., 1982. $\delta^{13}\text{C}$ values of C_4 types in grasses. *Aust. J. Plant Physiol.* 9, 139–154.
 Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2005. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quat. Sci. Rev.* 24 (12–13), 1413–1427.
 Jones, S., Harr, P.A., Abraham, J., Bosart, L.F., Bowyer, P.J., Evans, J.L., Hanley, D.E., Hanstrum, B.N., Hart, R.E., Lalauette, F., Sinclair, M.R., Smith, R.K., Thorncroft, C., 2003. The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions. *Weather Forecast.* 18, 1052–1092.
 Kerr, R.A., 2005. Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence? *Science* 309, 41–42.
 Kirby, M.E., Lund, S.P., Bird, B.W., 2006. Mid-Wisconsin sediment record from Baldwin Lake reveals hemispheric climate dynamics (Southern CA, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 241, 267–283.
 Kohn, M.J., 2010. Carbon isotope compositions of terrestrial C_3 plants as indicators of (paleo)ecology and (paleo)climate. *PNAS* 107 (46), 19691–19695.

- Körner, C., Farquhar, G.D., Roksandic, Z., 1988. A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitudes. *Oecologia* 88, 30–40.
- Lane, C.S., Horn, S.P., 2013. Terrestrially derived n-alkane δD evidence of shifting Holocene paleohydrology in Highland Costa Rica. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 45, 342–349.
- Lane, C.S., Horn, S.P., Mora, C.I., Orvis, K.H., Finkelstein, D.B., 2011. Sedimentary stable carbon isotope evidence of late Quaternary vegetation and climate change in highland Costa Rica. *J. Paleolimnol.* 45, 323–338.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., 2002. Mid to Late Wisconsin pollen record of San Felipe Basin, Baja California. *Quat. Res.* 58, 84–92.
- Lyle, M., Heusser, L., Ravelo, C., Yamamoto, M., Barron, J., Diffenbaugh, N.S., Herbert, T., Andreasen, D., 2012. Out of the Tropics: the Pacific, Great Basin Lakes, and late Pleistocene water cycle in the western United States. *Science* 337, 1629–1633.
- Magaña, V., Amador, J.A., Medina, S., 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Clim.* 12, 1577–1588.
- Magaña, V.O., Vázquez, J.L., Pérez, J.L., Pérez, J.B., 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 30, 313–330.
- Magee, J.M., 1991. Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Prungles Lakes, southeastern Australia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 84, 3–42.
- Marshall, J.D., Zhang, J., 1994. Carbon isotope discrimination and water-use efficiency in native plants of the north-south Rockies. *Ecology* 75, 1887–1895.
- Mason, B., Moore, C.B., 1982. *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons, New York.
- McClymont, E.L., Ganeshram, R.S., Pichevin, L.E., Talbot, H.M., van Dongen, B.E., Thunell, R.C., Haywood, A.M., Singarayer, J.S., Valdes, P.J., 2012. Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography* 27, PA2202.
- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonate and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* 18, 849.
- Mestas-Núñez, A.M., Zhang, C., Enfield, D.B., 2005. Uncertainties in estimating moisture fluxes over the Intra-Americas Sea. *J. Hydrometeorol.* 6, 696–709.
- Mestas-Núñez, A.M., Enfield, D.B., Zhang, C., 2007. Water vapor fluxes over the Intra-Americas Sea: seasonal and interannual variability and associations with rainfall. *J. Clim.* 20, 1910–1922.
- Metcalfe, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., O'Hara, S., 2002. Wet conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quat. Res.* 57, 91–101.
- Metcalfe, S.E., Barron, J.A., Davies, S.J., 2015. The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knowns' and 'known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quat. Sci. Rev.* 120, 1–27.
- Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *J. Paleolimnol.* 21, 345–372.
- Minckley, T.A., Brunel, A., Blissett, S., 2011. Holocene sedimentary and environmental history of an in-channel wetland along the ecotone of the Sonora and Chihuahua Desert grasslands. *Quat. Int.* 235, 40–47.
- Montañez-Castro, A., Ramírez-Gutiérrez, J.G., Escalante-Martínez, J.C., López-López, M., 2000. Carta-Geológica Minera Concepción del oro, Zac., N.L., Coah. y S.L.P. Scale 1: 250,000. Servicio Geológico Mexicano (In Spanish).
- Muller, C.H., 1939. Relations of the vegetation and climate types in Nuevo Leon, Mexico. *Am. Midl. Nat.* 21 (3), 687–729.
- Murillo de Nava, J.M., Gorsline, D.S., Goodfriend, G.A., Vlasov, V.K., Cruz-Orozco, R., 1999. Evidence of Holocene climatic changes from aeolian deposits in Baja California Sur, Mexico. *Quat. Int.* 56, 141–154.
- Nearing, M.A., Pruski, F.F., O'Neal, M.R., 2004. Expected climate change impacts on soil erosion rates: a review. *J. Soil Water Conserv.* 59 (1), 43–50.
- NGRIP Project Members, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Ortega-Rosas, C.I., Peñalba, M.C., Guiot, J., 2008. Holocene altitudinal shifts in vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico, based on modern and fossil pollen data. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 151 (1–2), 1–20.
- Ortega-Rosas, C.I., Peñalba, M.C., Guiot, J., 2016. The Lateglacial interstadial at the southeastern limit of the Sonoran Desert, Mexico: vegetation and climate reconstruction based on pollen sequences from Ciénega San Marcial and comparison with the subrecent record. *Boreas* 45, 773–789.
- Ortega-Rosas, C.I., Vidal-Solano, J.R., Williamson, D., Peñalba, M.C., Guiot, J., 2017. Geochemical and magnetic evidence of change from winter to summer rainfall regimes at 9.2 cal ka BP in northwestern Mexico. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 465, 64–78.
- Poore, R.Z., Pavich, M.J., Grissino-Mayer, H.D., 2005. Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology* 33, 209–212.
- Poore, R.Z., Delong, K.L., Richey, J.N., Quinn, T.M., 2009. Evidence of multidecadal climate variability and the Atlantic Multidecadal Oscillation from a Gulf of Mexico sea-surface temperature-proxy record. *Geo-Mar. Lett.* 29, 477–484.
- Pruski, F.F., Nearing, M.A., 2002. Climate-induced changes in erosion during 21st century for eight U.S. locations. *Water Resour. Res.* 38 (1), 1298.
- Quiroz-Jiménez, J.D., Roy, P.D., 2017. Evaluation of geochemical data by two different XRF spectrometers in sediments from the Santiaguillo Basin (State of Durango, Mexico). *Geophys. Res. Lett.* 44, 305–315.
- Quiroz-Jiménez, J.D., Roy, P.D., Beramendi-Orosco, L.E., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, I., 2018. Orbital-scale droughts in Central-Northern Mexico during the late Quaternary and comparison with other subtropical and tropical records. *Geol. J.* 53, 230–242.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Rosen, M.R., Warren, J.K., 1990. The origin and significance of groundwater-seepage gypsum from Bristol Dry Lake, California, USA. *Sedimentology* 37, 983–996.
- Routschek, A., Schmidt, J., Kreienkamp, F., 2014. Impact of climate change on soil erosion – a high-resolution projection on catchment scale until 2100 in Saxony/Germany. *Catena* 121, 99–109.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Pi, T., Morton, O., 2009. Late Pleistocene-Holocene geochemical history inferred from Lake Tecocomulco sediments, Basin of Mexico, Mexico. *Geochim. J.* 43, 49–64.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Morton, O., Jonathan, M.P., Sánchez, J.L., Macías, M.C., 2012. Provenance of sediments deposited at paleolake San Felipe, western Sonora Desert: implications to regimes of summer and winter precipitation during last 50 cal kyr BP. *J. Arid Environ.* 81, 47–58.
- Roy, P.D., Quiroz-Jiménez, J.D., Pérez-Cruz, L.L., Lozano-García, S., Metcalfe, S.E., Lozano-Santacruz, R., López-Balbiaux, N., Sánchez-Zavala, J.L., Romero, F.M., 2013a. Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quat. Sci. Rev.* 78, 342–354.
- Roy, P.D., Rivero-Navarrete, A., Lopez-Balbiaux, L., Pérez-Cruz, L.L., Metcalfe, S.E., Muthu Sankar, G., Sánchez-Zavala, J.L., 2013b. A record of Holocene summer-season paleohydrological changes from the southern margin of Chihuahuan Desert (Mexico) and possible forcings. *The Holocene* 23, 1105–1114.
- Roy, P.D., Quiroz-Jiménez, J.D., Chávez-Lara, C.M., Sánchez-Zavala, J.L., Pérez-Cruz, L.L., Muthu Sankar, G., 2014. Humid Pleistocene – Holocene transition and early Holocene in sub-tropical northern Mexico and possible Gulf of California forcing. *Boreas* 43, 577–587.
- Roy, P.D., Chávez-Lara, C.M., Beramendi-Orosco, L.E., Sánchez-Zavala, J.L., Muthu-Sankar, G., Lozano-Santacruz, R., Quiroz-Jiménez, J.D., López-Balbiaux, N., 2015. Paleohydrology of the Santiaguillo Basin (Mexico) since late last glacial and climate variation in southern part of western subtropical North America. *Quat. Res.* 84, 335–347.
- Roy, P.D., Rivero-Navarrete, A., Sánchez-Zavala, J.L., Beramendi-Orosco, L.E., Muthu-Sankar, G., Lozano-Santacruz, R., 2016. Atlantic Ocean modulated hydroclimate of the subtropical northeastern Mexico since the last glacial maximum and comparison with the southern US. *Earth Planet. Sci. Lett.* 434, 141–150.
- Roy, P.D., Vera-Vera, G., Curtis, J.H., Sánchez-Zavala, J.L., Quiroz-Jiménez, J.D., MuthuSankar, G., 2019. Response of arid Northeast Mexico to global climate changes during the late Pleistocene to the middle Holocene. *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 2211–2222.
- Sánchez-Santillán, N., Garduño-López, R., Vidal-Zepeda, R., Sánchez-Trejo, R., 2012. Climate change in NE Mexico: influence of the North Atlantic Oscillation. In: *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM* 78, pp. 7–18.
- Sanford, W.E., Wood, W.W., 1991. Brine evolution and mineral deposition in hydrologically open evaporite basins. *Am. J. Sci.* 291, 687–710.
- Silvera, K., Santiago, L.S., Winter, K., 2005. Distribution of crassulacean acid metabolism in orchids of Panama: evidence of selection for weak and strong modes. *Funct. Plant Biol.* 32, 397–407.
- Smith, J.A.C., Winter, K., 1996. Taxonomic distribution of crassulacean acid metabolism. In: Winter, K., Smith, J.A.C. (Eds.), *Crassulacean Acid Metabolism: Biochemistry, Ecophysiology and Evolution*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 427–436.
- Stahle, D.W., Cook, E.R., Burnette, D.J., Villanueva, J., Cerano, J., Burns, J.N., Griffin, D., Cook, B.I., Acuña, R., Torbenson, M.C.A., Szejner, P., Howard, I.M., 2016. The Mexican Drought Atlas: tree-ring reconstructions of the soil moisture balance during the late pre-Hispanic, colonial, and modern eras. *Quat. Sci. Rev.* 149, 34–60.
- Starker-Leopold, A., 1950. Vegetation zones of Mexico. *Ecology* 31, 507–518.
- Theissen, K.M., Zinniker, D.A., Moldovan, J.M., Dunbar, R.B., Rowe, H.D., 2005. Pronounced occurrence of long-chain alkenones and dinosterol in a 25,000-year lipid molecular fossil record from Lake Titicaca, South America. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 623–636.
- Van Devender, T.R., Burgess, T.L., 1985. Late Pleistocene woodlands in the Bolson de Mapimi: a refugium for the Chihuahuan Desert Biota? *Quat. Res.* 24, 346–353.
- Villanueva-Diaz, J., Stahle, D.W., Luckman, B.H., Cerano-Paredes, J., Therrell, M.D., Cleveland, M.K., Cornejo-Oviedo, E., 2007. Winter-spring precipitation reconstructions from tree rings for Northeast Mexico. *Climate Change* 83, 117–131.
- Wang, C., Enfield, D.B., Lee, S.-K., Landsea, C.W., 2006. Influences of the Atlantic Warm Pool on western Hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. *J. Clim.* 19, 3011–3028.
- Wang, C., Liu, H., Lee, S.-K., Atlas, R., 2011. Impact of the Atlantic warm pool on United States landfalling hurricanes. *Geophys. Res. Lett.* 38, L19702. <https://doi.org/10.1029/2011GL049265>.
- Wells, P.V., 1966. Late Pleistocene vegetation and degree of pluvial climatic change in the Chihuahuan Desert. *Science* 153, 970–975.
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 423–438.
- Xiong, Y., Wu, F., Fang, J., Wang, L., Li, Y., Liao, H., 2010. Organic geochemical record of environmental changes in Lake Dianchi, China. *J. Paleolimnol.* 44, 217–231.
- Zhang, Y., Nearing, M.A., Zhang, X.J., Xie, Y., Wei, H., 2010. Projected rainfall erosivity changes under climate change from multimodal and multisenario projections in Northeast China. *J. Hydrol.* 384, 97–106.
- Ziegler, N.D., Karas, C., Tiedemann, R., Lourens, L.J., 2008. Persistent summer expansion of the Atlantic Warm Pool during glacial abrupt cold events. *Nat. Geosci.* 1, 601–605.