



UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA

RECONSTRUCCIÓN DE LA
VARIABILIDAD HIDRO CLIMÁTICA
DURANTE LOS ÚLTIMOS 17000 AÑOS
EN EL ALTIPLANO DE LA REGIÓN
CUZCO, PERÚ

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DEL MAR

RUTH NATALY ECHEVARRIA HUAMAN

LIMA, PERÚ

2025

ASESOR:

Dr. Matthieu Carré

COASESORES:

Dra. Diana Ochoa

JURADO DE TESIS

DR. DIMITRI ALEXEY GUTIERREZ AGUILAR

PRESIDENTE

DR. JAMES EMILIANO APAESTEGUI CAMPOS

VOCAL

DR. BRUNO JEAN RAYMOND TURCQ

SECRETARIO (A)

DEDICATORIA

A todas las personas e instituciones comprometidas con la protección y preservación de la naturaleza, y que trabajan incansablemente para compartir su sabiduría en beneficio de la humanidad y los ecosistemas, dedico esta tesis de maestría. Su dedicación y esfuerzos son una fuente constante de inspiración, y su valiosa labor nos recuerda la importancia de cuidar y respetar nuestro entorno natural. Que este trabajo contribuya, en alguna medida, a honrar su compromiso y a seguir avanzando en la búsqueda de un mundo más sostenible y equilibrado para las generaciones presentes y futuras.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi sincero agradecimiento a todas las personas e instituciones que han sido fundamentales en el desarrollo y culminación de esta tesis de maestría.

En primer lugar, deseo agradecer a mis ancestros y familiares por su constante apoyo y aliento a lo largo de este viaje académico. Su respaldo incondicional ha sido una fuente inagotable de motivación.

Asimismo, no puedo pasar por alto el invaluable asesoramiento brindado por los asesores, el Dr. Matthieu Carré, y la Dra. Diana Ochoa. Sus comentarios y correcciones han enriquecido enormemente mi trabajo.

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento al Dr. Enno Schefuß, al Sr. Ralph y a su grupo de investigación por su valioso apoyo técnico y por facilitar los análisis de laboratorio en Alemania. Su contribución, junto con sus opiniones críticas constructivas, ha sido de gran importancia para el desarrollo de este estudio.

Además, quiero agradecer al FONDECYTCONCYTEC por brindar los recursos necesarios para llevar a cabo esta investigación, así como las facilidades brindadas por instituciones como la UPCH y la Universidad de Bremen-MARUM.

Agradezco igualmente a todos los profesores del programa de Maestría en Ciencias del Mar por compartir generosamente su vasto conocimiento y experiencia, lo cual ha sido fundamental para mi formación académica y profesional.

La naturaleza misma del país ha sido un aliado invaluable, proporcionando condiciones óptimas para la obtención de datos de alta calidad. Finalmente, agradezco los avances tecnológicos y las publicaciones disponibles en internet, cuyo aporte ha sido crucial en la elaboración de esta tesis de maestría.

FUENTE DE FINANCIAMIENTO

Este presente trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación Tecnológica (CONCYTEC) y el Programa Nacional de Investigación Científica y Estudios Avanzados (PROCIENCIA) en el marco del concurso **“CAMBIO CLIMATICO Y CAPACIDAD DE MITIGACION EN HUMEDALES ANDINOS”**: Proyectos de Investigación Básica y Aplicada
Número de contrato PE501078570 -2022.

Colaboración: Molecular Paleoclimatology Lab, MARUM-Bremen
University.

DECLARACIÓN DE AUTOR			
FECHA	6	Febrero	2025
APELLIDOS Y NOMBRES DEL EGRESADO	ECHEVARRIA HUAMAN RUTH N ATALY		
PROGRAMA DE POSGRADO	MAESTRÍA EN CIENCIAS DEL MAR		
AÑO DE INICIO DE LOS ESTUDIOS	2021		
TÍTULO DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN DE GRADO	“RECONSTRUCCIÓN DE LA VARIABILIDAD HIDRO CLIMÁTICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 17000 AÑOS EN EL ALTIPLANO DE LA REGIÓN CUZCO, PERÚ.”		
MODALIDAD DE TRABAJO DE GRADO	Tesis		
Declaración del Autor			
<p>El presente Trabajo de Grado es original y no es el resultado de un trabajo en colaboración con otros, excepto cuando así está citado explícitamente en el texto. No ha sido ni enviado ni sometido a evaluación para la obtención de otro grado o diploma que no sea el presente.</p>			
Teléfono de contacto (fijo / móvil)	914127202		
E-mail	natalyeh2019@gmail.com		



Firma del Egresado
DNI 40561518



RECONSTRUCCIÓN DE LA
VARIABILIDAD HIDRO CLIMÁTICA
DURANTE LOS ÚLTIMOS 17000 AÑOS
EN EL ALTIPLANO DE LA REGIÓN
CUZCO, PERÚ

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DEL MAR

RUTH NATALY ECHEVARRIA HUAMAN

Informe estándar ⓘ
Informe en inglés no disponible Más

7% Similitud estándar |
1 Exclusiones →

Fuentes
Mostrar las fuentes solapadas ⓘ

- 1 Internet**
repositorio.lamolina.edu.pe
122 bloques de texto 775 palabras coincidentes
- 2 Internet**
hdl.handle.net
129 bloques de texto 393 palabras coincidentes
- 3 Publicación**
Hugo ROMERO, Magaly MENDO
13 bloques de texto 104 palabras coincidentes
- 4 Internet**

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN

ABSTRACT

I.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Antecedentes	3
1.2	Planteamiento del problema	11
1.2.1	Preguntas de Investigación.....	12
1.3	Justificación.....	12
2	OBJETIVOS	15
2.1	Objetivo Principal.....	15
2.2	Objetivos Específicos	15
3	HIPOTESIS	16
4	MARCO TEÓRICO	17
4.1	El Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS)	17
4.1.1	Ciclo de vida del SAMS y Régimen de precipitaciones.	18
4.1.2	Zona de Convergencia Intertropical.....	21
4.2	El Niño Oscilación del Sur (ENSO) y su influencia en el Altiplano.....	23
4.3	Ciclos orbitales de Milankovitch.....	23
4.4	Último Máximo Glacial y la Última Desglaciación.....	24
4.5	Holoceno	26

4.5.1	Forzamiento Orbital en el Holoceno	28
4.6	Reconstrucción Paleo climática y Registros naturales.	29
4.6.1	Reconstrucción de la variabilidad hidro climática	31
4.6.2	Proxys y Biomarcadores	31
4.7	Conceptos de Fraccionamiento Isotópico y el Ciclo Hidrológico.....	35
4.7.1	Fraccionamiento Isotópico en los alcanos de las ceras de plantas: .	36
4.7.2	Variables que afectan las Fuentes de Agua e influyen en el $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$.	37
4.8	Influencias fisiológicas y climáticas en los valores $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$	39
4.8.1	Fraccionamientos aparentes entre los lípidos y el agua de precipitación.....	40
5	METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN.....	43
5.1	Tipo de estudio	43
5.2	Población de estudio.....	43
5.3	Muestra de estudio.....	44
5.4	Lugar de Estudio	44
5.5	Operacionalización de las variables.	46
5.6	Procedimientos y técnicas.	46
5.6.1	Extracción del núcleo sedimentario.	47
5.6.2	Datación Geocronológica de las muestras.	47
5.6.3	Extracción de ceras/lípidos.	48
5.6.4	Análisis de datos.	49

5.7	Plan de análisis.	50
5.7.1	Diseño para objetivo 1.	50
5.7.2	Diseño para objetivo 2.	56
5.7.3	Diseño para objetivo 3.	57
5.7.4	Diseño para objetivo 4.	58
5.8	Técnicas de análisis de datos.	59
5.8.1	Cálculo de <i>ratios</i> de abundancia y distribución de n-alcanos.	59
5.8.2	Análisis Isotópicos de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$	62
6	RESULTADOS	64
6.1	Estratigrafía del Núcleo de Sedimento CHA 21-4.	64
6.2	Modelo de Edad.....	65
6.3	Producción y Distribución de n-Alcanos.....	68
6.4	Ratios de abundancia y distribución de n-alcanos.....	70
6.5	Isotopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$	73
6.6	Isotopos de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$	75
6.6.1	$\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ Alcanos Acuáticos.....	79
6.6.2	$\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ Alcanos Terrestres.....	80
7	DISCUSIÓN	82
7.1	Modelo de Edad del registro CHA 21-4.....	83
7.2	Control isotópico en los Andes Centrales.....	85
7.3	Caracterización del Registro CHA-21-4.	87

7.3.1	Periodo Desglaciación.....	92
7.3.2	El Holoceno.....	94
7.4	Influencias remotas sobre el clima del Altiplano Cuzqueño.	99
7.4.1	Desglaciación: Procesos y Mecanismos Subyacentes.....	101
7.4.2	Holoceno: Procesos y Mecanismos Subyacentes.....	105
7.5	Resumen de Variabilidad y Mecanismos hidro climáticos.....	113
8	CONCLUSIONES	116
9	RECOMENDACIONES.....	119
10	REFERENCIAS.....	120
11	ANEXOS	

LISTA DE ILUSTRACIONES

- Figura 1.** Comparación de registros isotópicos sudamericanos tropicales de (a) Laguna Verdes Baja, VE, (b) Caverna Botuvera, PE (CBR), (c) Cueva del Tigre Perdido, PE (CTP), (d) Laguna Pumacocha, PE (LPC), (e) Núcleo de hielo Huascarán, PE (HIC), y (f) Núcleo de hielo Illimani, BO (IIC). La línea negra en cada perfil es la pendiente calculada de 10.000 a 2200 año callibrado B.P. y la línea roja es la pendiente calculada a partir de 2200 cal año B.P. al presente. (g) Insolación de enero a 10° S durante los últimos 12mil años con el eje invertido. Registros de los lagos se muestran en azul, los espeleotemas en verde y los núcleos de hielo en gris. Fuente: Broxton W. Bird et al.,2011..... 6
- Figura 2.** Registro de tamaño de grano medio - gruesa de Laguna LCB. Fuente: Tiner et al. (2018)..... 10
- Figura 3.** a) Componentes del Sistema de Monzón Sudamericano (1-6). Corriente de Chorro de los Bajos Niveles (1), Vientos del noroeste (2), Baja de Chaco (3), Alta Subtropical del Atlántico Sur (4), Zona de Convergencia del Atlántico Sur (5), vientos del oeste de la latitud media (6), Alto de Bolivia (7), Flujo de retorno de niveles altos (8). Tomado de Zhou y Lau, 1998. b) Corte transversal SW-NE que muestra esquemáticamente las configuraciones y sistemas más importantes del monzón de América del Sur. Fuente: Compilado de Gan, Rodríguez y Rao,(2009). Mechoso et al.,(2005)..... 18
- Figura 4.** Ciclo estacional promedio de OLR en W/m^2 (1979-1995) y líneas de corriente a 200 hPa. Fuente: Silva y Kousky (2012) 20
- Figura 5.** Modelo Conceptual de las precipitaciones en el Altiplano. Fuente (R. Garreaud et al., 2003)..... 21

Figura 6. Representación de la Zona de Convergencia Intertropical.....	22
Figura 7. Los tres parámetros orbitales de Milankovitch.....	24
Figura 8. Registros Naturales y Proxies o indicadores biológicos, químicos y físicos, o proxies, conservados en una variedad de entornos que se remontan a miles de años atrás. Fuente: Victor O. Leshyk/Ecoss	30
Figura 9. Esquema que muestra la morfología y la química de las ceras epicuticulares de hojas: (a) vista transversal de las células epidérmicas que muestra la cera intracelular y epicuticular, junto con la pared celular y otros arreglos de células fotosintéticas y no fotosintéticas (b) n-alcanos de cadena larga y ácidos grasos, compuestos ubicuos en las ceras de las hojas de las plantas superiores terrestres; y (c) cromatograma típico de n-alcanos cera de hoja de plantas superiores terrestres que muestra la distribución de homólogos de cadena larga. Fuente: Eley & Hren, (2018).....	32
Figura 10. Diagrama conceptual que describe las relaciones isotópicas de hidrógeno entre la precipitación y los n-alcanos de cera en hojas de plantas terrestres (no a escala). El punto rojo ilustra una reserva de agua biosintética hipotética, es decir, una mezcla potencial de diferentes reservas de agua dentro de la hoja y la última fuente de hidrógeno para la biosíntesis de lípidos. Modificado de Sachse et al. (2006) y Smith & Freeman (2006). Abreviaturas: ϵ_{bio} , fraccionamiento isotópico de hidrógeno biosintético; $\epsilon_{\text{l/w}}$, fraccionamiento isotópico entre lípidos y agua de origen. Fuente: (Sachse et al., 2012).....	42
Figura 11. Núcleos de CHA 21-4, 6 metros.....	43
Figura 12. Laguna Isquina Sacacani.....	44

Figura 13. Lugar de Estudio. Gráfico modificado de Donald T. Rodbell et al., (2009) y Google Earth.....	45
Figura 14. Transectos a lo largo de los Andes Centrales del Perú de elevaciones en un perfil topográfico moderno. Modificado de White et al., (2024). Estrella indica el lugar de estudio.	45
Figura 15. Modelo Conceptual de la investigación.....	47
Figura 16. Ruta del proceso experimental de tratamiento de muestras de CHA 21-4.....	49
Figura 17. Laboratorio Molecular Paleo-Climático (MARUM).....	51
Figura 18. Flujo de trabajo de extracción y análisis de lípidos de cera de hoja para aplicaciones paleológicas.(Patalano et al., 2021).....	51
Figura 19. Muestras secadas y homogenizadas.	52
Figura 20. Extractor de solventes acelerado ASE200.	52
Figura 21. Concentración de lípidos de los n-alcano extraídos y extracto final TLE.	53
Figura 22. Saponificación a 85°C de las muestras extraídas.	53
Figura 23. Separación de fases, fracción neutral.	53
Figura 24. Separación de componentes vía columna.	54
Figura 25. Remoción componentes no saturados.....	54
Figura 26. Acondicionamiento y muestra para FID – GC.	55
Figura 27. Evaluación de resultados de la CG, concentración y distribución de los n-alcanos.	55
Figura 28. Análisis de Isotopos $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ vía GC-MS.	57
Figura 29. Estratigrafía de 6 metros del Núcleo de Sedimento CHA-21-4.	64

Figura 30. Modelo de Edad de los 17cm superiores en el testigo CHA21-4, basado en la actividad radioactiva de ^{210}Pb y ^{137}Cs . Producido por A. Foucher (LSCE, Francia).	66
Figura 31. Modelo de Edad Bayeciano del registro CHA-21-4. Producido por paquete Bacon, software R.4.2, a partir de las Edades del Modelo ^{210}Pb y de las fechas ^{14}C	67
Figura 32. Producción y Distribución de las ceras/lípidos de los alcanos de las plantas, en ug por gramo de sedimento del registro CHA 21-4, a lo largo de los últimos 17mil años B.P. (A) Serie de alcanos impares (Odd) desde n-C23 al n-C35. (B) Serie de alcanos pares (Even) desde n-C24 al n-C34.	68
Figura 33. Serie de Tiempo de la Producción de alcanos impares (Odd) por ug/g sedimento CHA-21-4 durante los últimos 17000 años B.P.	69
Figura 34. Serie de Tiempo de las Variaciones del Paq & ACL del registro CHA 21-4, durante los últimos 17mil años B.P.	71
Figura 35. Serie de Tiempo del CPI de los alcanos n-C25 al n-C33 del registro CHA 21-4, durante los últimos 17000 años B.P.	73
Figura 36. Serie de tiempo de la composición del isotopo estable ^{13}C del registro CHA -21-4. de los últimos 17000 años B.P. Donde: $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}23}$ (rojo), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}25}$ (azul), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}27}$ (verde claro), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}29}$ (violeta), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}31}$ (amarillo), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}33}$ (verde oscuro).	74
Figura 37. Boxplot del rango de variación del isotopo estable $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$, para los alcanos impares (Odd) del registro CHA 21-4.	75
Figura 38. Serie de tiempo de la composición del isotopo estable ^2H del registro CHA -21-4 en los últimos 17000 años. Donde: $\delta^2\text{H}_{\text{wax}23}$ (rojo), $\delta^2\text{H}_{\text{wax}25}$ (azul),	

$\delta^2\text{H}_{\text{wax}27}$ (verde claro), $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$ (violeta), $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ (amarillo), $\delta^2\text{H}_{\text{wax}33}$ (verde oscuro).....	76
Figura 39. Series de tiempo de la Distribución Alcanos (Total, n-C23, n-C31), $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y Ratios: Paq, ACL, CPI, para cada cadena de Alcano del Registro CHA-21-4. Líneas negras punteadas indican el cambio de producción de alcanos de acuática a terrestre, del panel superior. Franjas en rojo (grupo1), verde (grupo 2), azul (grupo3).	78
Figura 40. Serie de tiempo del isotopo estable $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de los alcanos terrestres (n-C23, n-C25, n-C27) a lo largo de los últimos 17000 años B.P. del Registro CHA 21-4.....	79
Figura 41. Boxplot del Rango de variación del isotopo estable $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ para los alcanos impares del Registro CHA-21-4, a lo largo de los últimos 17000 años B.P.	79
Figura 42. Serie de tiempo del isotopo estable $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de los alcanos terrestres (n-C29, n-C31, n-C33) a lo largo de los últimos 17000 años B.P. del Registro CHA 21-4.....	81
Figura 43. Regresión de data de Profundidad Vs Edad del registro CHA 21-4... 84	
Figura 44. Esquema de los Andes Centrales del Perú que muestra los procesos climáticos que influyen en la distribución espacial moderna de los valores isotópicos. Fuente: White et al., 2024.	85
Figura 45. Transectos a lo largo de los Andes Centrales del Perú de (A) Elevaciones de muestra superpuestas en un perfil topográfico moderno y (B) $\delta\text{D}\%$ VSMOW. Modificado de White et al., (2024).	86
Figura 46. Histogramas de todas las cadenas de n- alcanos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$	88

Figura 47. (A) Distribución de n- alcanos, $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de planta terrestre de zona de estudio. (B) Histogramas de las distribuciones de los lípidos para n especies de plantas pertenecientes a tres categorías: terrestres, emergentes y sumergidas/flotantes. Solo se muestran las distribuciones de números de carbono impares para los n-alcanos. Las barras representan 1 desviación estándar. Modificado de Ficken et al., (2000).	88
Figura 48. Comparación entre biomarcadores de ceras foliares n-alcanos (distribuciones de n-alcanos, valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ en plantas terrestres modernas VS los de la Laguna Isquina Sacacani.(CHA-21-4) Modificado de Liu et al., (2022).	89
Figura 49. Correlaciones entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de todas los alcanos en los últimos 17000 años.	90
Figura 50. Series de tiempo del Registro CHA-21-4, de izquierda a derecha, modelo de edad, columna estratigráfica, concentración de n-alcano totales, n-C31 y n-C23, P_{aq} , $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$. Franjas en rojo (grupo1), verde (grupo 2), azul (grupo3).....	91
Figura 51. (A) Cytherideidae (género Cyprideis) y (B) Leptocytheridae (género Leptocythere).	95
Figura 52. Mapa de sur América con la ubicación del registro CHA (nuestro estudio) y los registros en discusión: cuadrados indican espeleotemas, triángulos Núcleos de Hielo, Círculos sedimentos lacustres, diamante lugar de nuestro estudio. CB: Cuenca Carioco(Hughen et al., 2004),CTP: Cueva del Tigre perdido(van Breukelen et al., 2008), HIC: Huascarán (Thompson et al., 1995),LP: Laguna Pumacocha (Bird et al., 2011),SIC: Sajama (Thompson et al., 1998),BC: Cueva de	

Botuvera (Wang et al., 2007), Lago Titicaca (Guédron et al., 2023) & (Fornace et al., 2014). 99

Figura 53. Series de tiempo del registro en estudio CHA-21-4 y de otros registros globales y regionales como: Núcleo de Hielo NGRIP ($\delta^{18}\text{O}$), Registro marino Cuenca del Carioco(%Ti), CTP Espeleotema Cueva del Tigre Perdido ($\delta^{18}\text{O}$), Núcleo de Hielo del Huascarán ($\delta^{18}\text{O}$), CHA $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$, Lago Titicaca $\delta^2\text{H}_{\text{wax}28}$, Espeleotema Cueva del Botuvera ($\delta^{18}\text{O}$), Núcleo de Hielo del Sajama($\delta^{18}\text{O}$), Núcleo de Hielo del Vostok (Temperatura). Franjas en rojo:HS1, en verde: BA, en naranja :ACR, en gris: YD, en azul :T, en amarilla:CM. 100

Figura 54. Comparación del registro CHA 21-4 de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$, $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ con Registro de Groenlandia (NGRIP) ice core $\delta^{18}\text{O}$ (Svensson et al., 2008), Registro marino Cuenca del Carioco(%Ti), registro del CTP y Huascarán , del lago Titicaca $\delta^2\text{H}_{\text{wax}28}$ (Fornace et al., 2014), registro de nivel del lago (Guédron, 2023), registro $\delta^{18}\text{O}$ del Pumacocha, y Sajama en los últimos 17 mil años. Franja en azul indica transición, amarilla CM. 106

Figura 55. Series de tiempo del registro en estudio CHA-21-4 y de otros registros globales y regionales: Núcleo de Hielo NGRIP ($\delta^{18}\text{O}$), $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$ -CHA, $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ -CHA, Núcleo de Hielo del Huascarán ($\delta^{18}\text{O}$), Laguna Pumacocha ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$), Franjas roja:HS1, verde: BA, naranja: ACR, gris: YD, azul : T, amarilla:CM..... 110

Figura 56. Mapa de Latino América mostrando la presente – posición diaria en verano e invierno de la ZCIT y el patrón de los vientos en macroescala (de ahí la humedad) sobre Latinoamérica. Modificado de Marchant et al., (2009)..... 112

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Profundidades en centímetros de muestras para análisis de ^{14}C	47
Tabla 2. Resumen de resolución espacial de muestras evaluadas en el Laboratorio.....	48
Tabla 3. Valores de datación en años BP de los primeros 17 cm del sedimento bulk para análisis de ^{210}Pb y ^{137}Cs	65
Tabla 4. Valores de Datación en años BP del bulk de sedimento para análisis de ^{14}C	67
Tabla 5. Registros Paleo-ambientales y sus referencias	82
Tabla 6. Periodos climáticos a analizar en el registro CHA 21-4.....	83
Tabla 7. Resumen de eventos, condiciones, causas y Mecanismos hidro climáticos durante los últimos 17 mil años en el altiplano cuzqueño.	114

ANEXOS

Anexo 1. Resolución Espacial de las muestras de sedimento evaluadas en el Laboratorio.

Anexo 2. Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Anexo 3. Concentración de Alcanos Pares e Impares por gramo de CHA21-4.

Anexo 4. Cantidad Total de Odd alcanos y Ratios: Paq, CPI, ACL.

Anexo 5. Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y sd (Desviación estándar), en unidades ‰ VPDB

Anexo 6. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ (raw data) y sd de los n- alcanos, unidades ‰VPDB.

Anexo 7. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ (corregido) y sd de los n- alcanos, unidades en ‰ VPDB.

LISTA DE ABREVIATURAS

ACL -	Longitud promedio de la cadena de alcano.
ACR -	Inversión Fría Antártica
ACM -	Anomalía Climática Medieval.
A2 -	Escenario futuro de clima cálido por altas concentraciones de gases de efecto invernadero.
AMOC -	Atlantic Meridional Overturning Circulation.
B.P. -	Before the present. Antes do Presente.
CO2 -	Dióxido de carbono.
CPI -	Índice de Preferencia de Carbono.
CSIA -	Análisis específicos de isótopos de hidrógeno y carbono de compuestos individuales.
DANA -	Depresión atmosférica de niveles altos.
DCM -	Diclorometano.
DIC -	Carbono inorgánico disuelto
ENOS -	El Niño Oscilación del Sur.
FAME -	Fatty Acid Methyl Ester

FID -	Detector de ionización de llama.
GC -	Cromatografía de gases.
HM -	Holoceno Medio
HN -	Hemisferio norte.
HS -	Hemisferio sur.
HT -	Holoceno Temprano
IPCC -	Panel Intergubernamental para el cambio Climático
JJA -	Inverno austral (junio, Julio, agosto)
MHDE-	Episodio Seco del Holoceno Medio.
NAMS -	Sistema monzónico de América del norte.
NGRIP -	Testigo de Hielo de Groenlandia
NT -	Vaguada del nordeste de Brasil.
LCB -	Laguna Cerritos Blancos.
LEC -	Laguna El Cepo
LN -	La Nina.
OLR -	Outgoing longwave radiation, en W/m^2
Paq -	Proporción de plantas acuática
P-E -	Precipitación - Evaporación
PIG -	Pequeña Edad de Hielo

R² -	Coeficiente de correlación
SALLJ -	South American Low-Level Jet
SASM -	Sistema Monzón Sudamericano
TLEs -	Extractos de lípidos totales
TSM -	Temperatura Superficial del Mar
UMG -	Último Máximo Glacial
VPDB -	Viena Pee Dee Belemnite
VSMOW -	Viena Standard Mean Ocean Water
ZACS -	Zona de convergencia del Atlántico Sur
ZCIT -	Zona de Convergencia Intertropical
$\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ -	Relación de los isótopos de Carbono de las ceras de alcanos de plantas.
$\delta^2\text{H}_p$ -	Relación de isótopos de Hidrogeno de las precipitaciones.
$\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ -	Relación de isótopos de Hidrogeno de las ceras de los alcanos de plantas.

RESUMEN

El Altiplano del Cuzco, en los Andes centrales, destaca por su biodiversidad y relevancia histórica como cuna de culturas ancestrales como los Incas. Es esencial como fuente hídrica para la agricultura, consumo humano y actividades industriales, pero su balance hídrico es vulnerable a la relación precipitación- evaporación, regulada por patrones atmosféricos de los océanos Atlántico y Pacífico y el sistema monzónico sudamericano.

La región es altamente susceptible al calentamiento global y cambios ambientales, subrayando la urgencia de desarrollar planes de adaptación. Para ello, es fundamental comprender a fondo su variabilidad hidroclimática y prever eventos extremos. Esta investigación analiza la respuesta del Sistema de Monzón Sudamericano y su impacto en la vegetación del Altiplano durante los últimos 17000 años. Para ello, se emplearon biomarcadores de ceras de fósiles vegetales en sedimentos lacustres de la laguna endorreica Isquina Sacacani (14°S, 71°O; 4,291 m.s.n.m.). El estudio abarcó el análisis estratigráfico de un registro sedimentario de 6 metros de longitud, la datación del material, la evaluación de la distribución-abundancia de las ceras y sus relaciones, y análisis isotópicos específicos de compuestos de origen terrestre.

Los resultados revelaron una historia compleja e interrelacionada en términos climáticos, hidrológicos y biológicos, destacando fluctuaciones climáticas significativas en períodos clave como: Heinrich 1, Boiling-Allerød, Antarctic Cold Reversal, Younger Dryas y el Holoceno. Estas variaciones fueron impulsadas por fuerzas orbitales que alteraron la insolación tropical y desplazaron la Zona de

Convergencia Intertropical, modulando la intensidad del monzón sudamericano y el hidroclima regional.

Además, se observó una sincronía con registros paleoclimáticos regionales en la señal $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, y un desacople con los del hemisferio norte, confirmando el efecto "sube y baja bipolar" entre ambos hemisferios climáticamente. También se detectaron cambios significativos en los últimos 100 años, coincidiendo con el Calentamiento Moderno, lo que indica un impacto antropogénico en el ecosistema del Altiplano Cusqueño.

PALABRAS CLAVE: SEDIMENTO LACUSTRE, ALTIPLANO CUZQUEÑO, LÍPIDOS/CERAS DE n-ALCANOS, $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ Y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$, CAMBIO CLIMÁTICO.

ABSTRACT

The Cuzco Altiplano, located in the central Andes, stands out for its rich biodiversity and historical significance as the cradle of ancient cultures such as the Incas. This region plays a crucial role as a water resource for surrounding communities, supporting agriculture, human consumption, and industrial activities.

However, its water balance is highly sensitive to the precipitation-evaporation relationship, regulated by atmospheric patterns influenced by the Atlantic and Pacific Oceans, as well as the South American Monsoon System (SAMS).

The region's high susceptibility to global warming and other environmental changes highlights the urgent need for adaptive planning. To address this, it is essential to thoroughly understand its hydroclimatic variability and anticipate extreme events.

This research examines the response of SAMS and its impact on vegetation in the Altiplano over the past 17000 years. The study employed plant-wax biomarkers preserved in lacustrine sediments from the endorheic Lake Isquina Sacacani (14°S, 71°W; 4,291 m a.s.l.). The investigation included the stratigraphic analysis of a 6-meter sediment core, radiocarbon dating, evaluation of the distribution and abundance of plant waxes, and isotope-specific analyses of terrestrial compound biomarkers.

The results revealed a complex and interconnected history of climatic, hydrological, and biological changes. Significant climatic fluctuations were identified during key periods such as Heinrich Event 1, Bølling-Allerød, Antarctic Cold Reversal, Younger Dryas, and the Holocene. These variations were driven by orbital forces

that altered tropical insolation and displaced the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), modulating the intensity of SAMS and the regional hydroclimate.

Furthermore, a synchronicity was observed with regional paleoclimatic records in the $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ isotopic signal, along with an antiphase relationship with Northern Hemisphere records, confirming the "see-saw" effect between hemispheres.

Additionally, notable changes were observed in the last 100 years, coinciding with the Modern Warm Period, indicating anthropogenic impact on the Cuzco Plateau ecosystem.

KEYWORDS: LAKE SEDIMENT, CUZCO ALTIPLANO, LEAF WAX n-ALKANES/LIPIDS, $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ AND $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$, CLIMATE CHANGE.

I. INTRODUCCIÓN

El altiplano peruano, ubicado en los Andes Centrales, se destaca a nivel global como una región clave para el estudio de las interacciones entre clima, ecosistemas y sociedades humanas, y ha sido históricamente un núcleo para el desarrollo de civilizaciones (Kendall & Rodríguez, 2015). Este entorno se caracteriza por un clima predominantemente frío y seco, con amplias fluctuaciones térmicas diurnas que superan a las estacionales, y una marcada vulnerabilidad al balance hídrico. Estas particularidades hacen que la región sea especialmente sensible al cambio climático global y a las alteraciones en los patrones de circulación atmosférica.

En el contexto del calentamiento global y las actividades humanas que intensifican los efectos del cambio climático, se prevé un incremento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos, como sequías y lluvias torrenciales, debido a alteraciones en el ciclo hidrológico global (IPCC, 2013). La dinámica climática del altiplano está regulada por la interacción compleja entre el Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS), los vientos del oeste y fenómenos como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Además, los patrones de circulación atmosférica del Océano Atlántico y Pacífico, en interacción con la Cordillera de los Andes como barrera natural, se entrelazan con la conexión amazónica-andina y la Zona de Convergencia Intertropical. Estos sistemas controlan la distribución de las precipitaciones y la ocurrencia de eventos climáticos extremos. Comprender cómo estos procesos han cambiado en el pasado y cómo interactúan entre sí es esencial para proyectar escenarios futuros en el contexto del cambio climático actual.

En este marco, el presente estudio tiene como objetivo principal comprender la respuesta del SAMS y el balance hídrico en el altiplano cuzqueño frente a la variabilidad climática global durante los últimos 17 mil años. Este objetivo se aborda mediante el análisis de

biomarcadores preservados en sedimentos cercanos a la laguna endorreica Isquina Sacacani (14°S, 71°O, 4291 m.s.n.m.), utilizando metodologías paleoclimáticas avanzadas como la datación geocronológica, el análisis isotópico de compuestos orgánicos y el estudio de biomarcadores como los n-alcenos de vegetación fósil y sus fraccionamientos isotópicos.

La investigación se centrará en el análisis de materia orgánica sedimentaria lacustre, la cual contiene moléculas como los lípidos y ceras que han perdurado a lo largo de extensos periodos geológicos. Estos compuestos se utilizan ampliamente como biomarcadores para reconstruir tanto el paleo-ecosistema como el paleo-clima, como han demostrado estudios previos (Sachse et al., 2012). Dichos estudios han observado que los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ en organismos vivos y/o plantas proporcionan información valiosa sobre variables ambientales, tales como el régimen de precipitaciones y los cambios fisiológicos en la vegetación. Los cuales influyen en el fraccionamiento isotópico entre el hidrógeno del agua circundante y los lípidos terrestres y/o acuáticos.

Este enfoque permite identificar patrones climáticos, documentar las respuestas de los ecosistemas a cambios ambientales y explorar las relaciones entre los procesos hidrológicos y climáticos a distintas escalas temporales.

Los resultados de esta investigación contribuirán al entendimiento de la interacción entre clima, vegetación y recursos hídricos en ecosistemas de alta montaña, proporcionando información clave para el manejo ambiental y la conservación en una región altamente vulnerable al cambio climático. Además, esta tesis se enmarca en la creciente necesidad de comprender la influencia de factores antropogénicos sobre los sistemas naturales, especialmente en el contexto del calentamiento global reciente.

1.1 Antecedentes

Las investigaciones enfocadas en la utilización de núcleos de sedimentos lacustres en los Andes peruanos han incluido el análisis de proxys físicos, químicos, isotópicos y biológicos.

L. G. Thompson et. al. (1986) analizaron 2 núcleos de casquete de hielo tropical Quelccaya ($13^{\circ}05'6''S$, $70^{\circ}05'0''O$) obteniendo un registro de condiciones climáticas de los últimos 1000 años, para lo cual tuvieron como proxys las concentraciones de micropartículas, distribuciones de tamaño, conductividad y mediciones de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$). En resumen, el estudio encontró una relación lineal entre las temperaturas medias del hemisferio norte y los registros de núcleos de hielo de Quelccaya, especialmente en el período más reciente (1770-1980). Esto es sorprendente, ya que los registros de Quelccaya provienen de una única ubicación en el hemisferio sur, mientras que las temperaturas se basan en hasta nueve sitios principalmente en latitudes altas del hemisferio norte. Además, se observó una asociación entre el período más frío (1800-1820) en el registro de temperaturas del hemisferio norte y los valores más negativos de $\delta^{18}O$ en los núcleos de hielo, lo que sugiere que este período frío fue parte de una anomalía climática global. Además, el período cálido entre 1920 y 1940 mostró valores menos negativos de $\delta^{18}O$ en los núcleos. En conclusión, este estudio proporciona un registro bien datado de la Pequeña Edad del Hielo en los trópicos de América del Sur y respaldan la creciente evidencia de que este período fue un evento global en el clima de la Tierra. No obstante, es importante tener en cuenta que estos registros son una compleja integración de procesos locales y de gran escala en la atmósfera terrestre.

Por su parte, Mélice & Roucou, (1998) llevaron a cabo un estudio que reveló una periodicidad de 12 a 14 años en la señal $\delta^{18}O$ del hielo del registro de Quelccaya, la cual se mantuvo constante durante los últimos 500 años. Esta periodicidad se correlacionó con

la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM) en el océano Atlántico norte tropical. En otras palabras, se observó una fluctuación persistente y casi periódica en la TSM del Atlántico tropical que influyó en las variaciones de las precipitaciones tanto en el Altiplano como en la Amazonia. Este fenómeno puede explicarse mediante el siguiente mecanismo: la cantidad de vapor de agua evaporado por el Atlántico norte tropical está relacionada con la TSM, y esto se refleja en la señal isotópica $\delta^{18}\text{O}$ del vapor de agua. Durante la temporada de lluvias, este vapor de agua es transportado por los vientos del noreste y cae como precipitación en la cumbre de Quelccaya, manteniendo su firma isotópica tropical del Atlántico Norte.

Baker et al., (2001), utilizando núcleos de sedimentos largos recuperados de la parte profunda del lago Titicaca reconstruyeron la historia de las precipitaciones de América del Sur tropical durante los últimos 25000 años. Utilizando como proxy al $\delta^{13}\text{C}$ orgánico de algas planctónicas y macrofitas de aguas someras como indicador del nivel del lago. Postularon que las interacciones océano-atmósfera que influyen en la variabilidad climática interanual moderna en esta región también influyeron en la variabilidad climática en escalas mileniales y orbitales. Sus hallazgos más importantes fueron la existencia de niveles elevados del lago, aumento durante todo el Ultimo Máximo Glacial (UMG), *Younger Dryas* y los eventos "Bond" del Holoceno. Además, de un período extremadamente seco entre 6000 y 5000 cal año B.P., cuando el lago Titicaca cayó a su nivel más bajo de los últimos 25000 años.

Fritz et al., (2007), con un núcleo de perforación de sedimentos de 136 m de largo del lago Titicaca, permitió una reconstrucción del clima pasado que abarca cuatro ciclos de avance y retroceso glacial regional y que se estima que se extiende continuamente durante los últimos 370mil años. Carbono orgánico total (TOC), $\% \text{CaCO}_3$ y $\delta^{13}\text{C}$ de TOC fueron analizados a alta resolución temporal, así como la composición de especies de diatomeas

a lo largo de la secuencia del testigo. Sus hallazgos sugieren que la correspondencia cálido-seco (o frío-húmedo) se debe al aumento local de la evaporación y la disminución del balance hídrico en el lago Titicaca debido al aumento de la temperatura global (y local). Una segunda causa de la relación entre temperaturas más altas y niveles más bajos de los lagos es climática. Concluyeron que la naturaleza de la relación de los ciclos glaciales e hidrológicos regionales, así como la variación de la insolación y los ciclos glaciales del HN, tuvieron fuerte influencia en los balances regionales de agua y masa glacial del Altiplano, lo que confirma el impacto de las condiciones climáticas a escala global (específicamente, temperatura global) y del forzamiento orbital de ritmo precesional.

Bird, et al., (2011), hicieron una reconstrucción de los últimos 11200 años, basado en el registro lacustre del lago Pumacocha localizado a 10.70°S, 76.06°W y 4300 msnm, de área superficial de 1.7 km², utilizaron $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato autigeno como proxy de intensidad de precipitaciones. La calcita precipitada estaba en equilibrio isotópico con el agua lacustre, determinada por las variaciones isotópicas de las precipitaciones, ya que no reciben agua de otra fuente. Durante el Holoceno se registran cambios isotópicos en la señal impulsada por cambios en la intensidad de precipitación del Sistema de Monzón Sudamericano (SASM, por sus siglas en inglés) a través de procesos de fraccionamiento isotópicos forzados por procesos de destilación Rayleigh, y no en función de la temperatura. Es así que determinan que la intensidad del Monzón sudamericano representado en las precipitaciones es la primera controlante de los registros isotópicos de los Andes tropicales sudamericanos.

Adicionalmente, a través de comparativos con otros registros isotópicos de hielo y núcleos de lagos tropicales de los Andes, particularmente los núcleos de hielo de

Huascarán e Illimani y espeleotemas de bajas altitudes como la Cueva del Tigre Perdido, localizado a 5.94°S, 77.30°O, 1000 msnm en la cuenca amazónica (Figura 1).

Postulan que la variabilidad del monzón sudamericano a escala multidecadal y centenal probablemente fue coherente tanto en los Andes como en el Amazonas, ya que estuvieron sujetas a mecanismos forzantes similares. Estas relaciones sugieren que los registros isotópicos tropicales de los Andes reflejan cambios en la intensidad de la precipitación relacionadas con la precesión orbital en lugar de las temperaturas tropicales, y que las tendencias en la precipitación del SASM tuvieron esencialmente sincronía en todo el continente. Estas tendencias coherentes a escala milenaria en estos registros son probablemente una respuesta al aumento de la insolación del verano en el hemisferio sur, que favoreció la convección sobre la cuenca central y occidental del Amazonas, mientras que aumentaba la subsidencia al lado este.

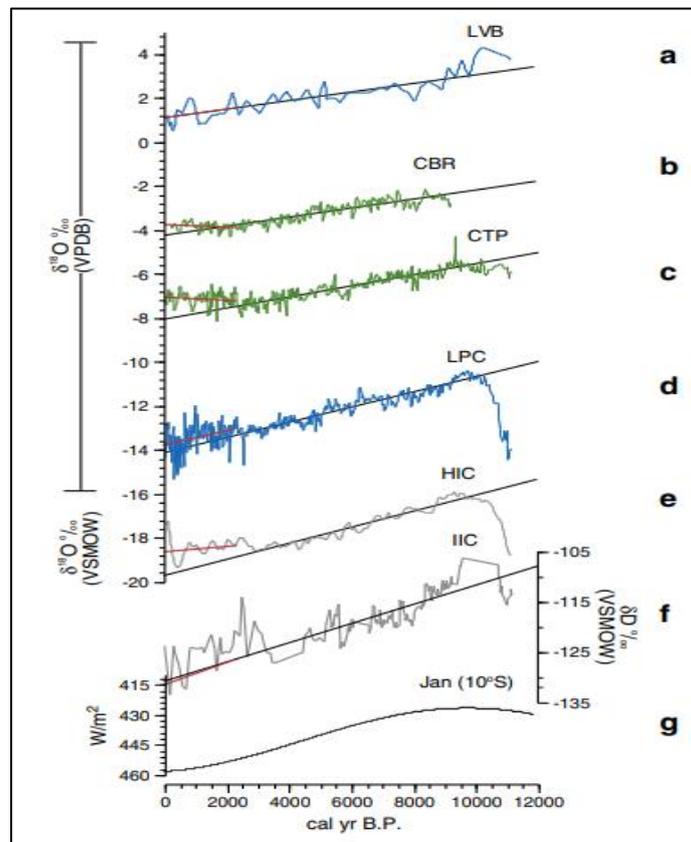


Figura 1. Comparación de registros isotópicos sudamericanos tropicales de (a) Laguna Verdes Baja, VE, (b) Caverna Botuvera, PE (CBR), (c) Cueva del Tigre Perdido, PE (CTP), (d) Laguna Pumacocha, PE (LPC), (e) Núcleo de hielo Huascarán, PE (HIC), y

(f) Núcleo de hielo Illimani, BO (IIC). La línea negra en cada perfil es la pendiente calculada de 10.000 a 2200 año calibrado B.P. y la línea roja es la pendiente calculada a partir de 2200 cal año B.P. al presente. (g) Insolación de enero a 10° S durante los últimos 12 mil años con el eje invertido. Registros de los lagos se muestran en azul, los espeleotemas en verde y los núcleos de hielo en gris. Fuente: Broxton W. Bird et al., 2011.

Sin embargo, a pesar de los mecanismos forzantes similares, se observaron diferencias entre los registros de alta y baja altitud, lo que sugiere que la precipitación aumentó en mayor medida a grandes altitudes, esto se ve evidenciado durante la transición del último Glacial al Holoceno y el Holoceno tardío. También, se observa una variabilidad en la precipitación del SASM a escalas centenarias y decenales. Los periodos de reducción de las lluvias ocurrieron alrededor de 10000-9200, 7000-5000, 1500-900 años B.P. y durante los últimos 100 años. Por otro lado, intensificaciones del SASM ocurrieron alrededor de 5000, 2200-1500 y 550-130 años B.P., con una amplificación de la variabilidad después de 2200 años B.P. Estos periodos pueden representar respuestas del SASM a la variabilidad océano-atmósfera relacionada con forzamientos orbitales y de radiación (por ejemplo, El Niño-Oscilación del Sur y la Zona de Convergencia Intertropical). Los resultados sugieren que la precipitación del SASM en los Andes tropicales es más sensible a eventos climáticos a largo plazo y abruptos que la precipitación en la cuenca del Amazonas, lo cual tiene importantes implicaciones para los recursos hídricos en los Andes en el contexto de tendencias de calentamiento global.

En otro estudio, Bird, et al., (2011), realizaron un análisis más específico en términos temporales y examinaron los cambios en la precipitación del SASM a lo largo de los últimos 2300 años, con el mismo registro de calcita autigénica del Lago Pumacocha de la referencia anterior. Los resultados muestran que durante el Período Climático Medieval (MCA) entre el año 900 y 1100 d.C., el SASM se debilitó considerablemente, lo que se evidencia en los picos de $\delta^{18}\text{O}$ en el registro de calcita. Durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) entre el año 1400 y 1820 D.C., se registraron valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$, indicando

intensificación prolongada del SASM sincrónica a nivel regional. Después de PEH, el $\delta^{18}\text{O}$ aumentó rápidamente, especialmente durante el Período Cálido Actual desde 1900 hasta el presente, lo que sugiere un retorno a una reducción en la precipitación del SASM de forma más abrupta y sostenida que durante el MCA. Es así, que los cambios en la precipitación del SASM, están vinculados al calentamiento del hemisferio norte y el Atlántico Norte, así como a la variabilidad de El Niño en el Pacífico, lo que afecta la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) sobre los océanos Atlántico y Pacífico. La sensibilidad de los cambios en el SASM a la variabilidad de la ITCZ es destacada, siendo mediada por las temperaturas de la superficie del mar, especialmente en el Atlántico. El estudio sugiere que el calentamiento continuo en el hemisferio norte y el Atlántico Norte podría mantener las recientes reducciones en la precipitación del SASM, lo que tendría un impacto negativo en los recursos hídricos de los Andes.

Fornace et al., (2014), presentan una investigación sobre la variabilidad del clima y los cambios hidrológicos en los últimos 60000 años en la región de los Andes Centrales, utilizando el análisis de la composición isotópica del hidrógeno en ceras de hojas encontradas en los sedimentos del lago Titicaca. El estudio proporciona una valiosa información sobre los cambios del ciclo hidrológico, identificando periodos de sequía y de mayor humedad, lo que permite comprender mejor la historia climática de la región. Los resultados revelan fluctuaciones en el nivel del lago Titicaca a lo largo del tiempo, lo que sugiere cambios importantes en el régimen de precipitaciones y el comportamiento de las fuentes de agua. Esta investigación contribuye al conocimiento sobre los factores que han influido en la evolución de los ecosistemas y las sociedades humanas en los Andes Centrales a lo largo de milenios, siendo una contribución relevante para comprender los desafíos del cambio climático actual en la región.

Apaéstegui Campos et al., (2018) , desarrollaron series temporales de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$) a partir de espeleotemas bolivianos 18°S , $65^{\circ}77'\text{O}$ (Altitud: 2650 m.s.n.m.); aquí definen los periodos de la anomalía climática medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH) como periodos que comprenden intervalos de tiempo de 900–1100 C.E. y 1500–1850 C.E respectivamente. Este registro revela similitudes y diferencias cuando se compara con otras reconstrucciones de $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de los Andes orientales. Durante el período comprendido entre ~ 785 y 1049 C.E., correspondiente a MCA, el registro boliviano se caracteriza por valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$, en contraste con los registros del norte Andino que muestran anomalías positivas relacionadas con un SAMS debilitado y condiciones más secas. Por lo tanto, parece que la MCA fue anormalmente húmeda en Bolivia, al menos en un contexto regional. Sin embargo, los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ durante la PEH en su registro boliviano son consistentes con otros registros andinos que sugieren una mayor actividad de SAMS en ese periodo.

Tiner et al., (2018), utilizaron dos testigos lacustres de la Laguna Cerritos Blancos (LCB) y Laguna El Cepo (LEC) que se encuentran al sur del desierto hiperárido de Atacama y norte de la zona climática mediterránea central de Chile, constituyendo el primer registro del paleoclima terrestre continuo desarrollado entre 28° - 32° S en los Andes que cubre todo el Holoceno. Tamaños de grano más gruesos, baja distribuciones de tamaño de grano, mayor Carbono y Nitrógeno sugieren un aumento de las tormentas y un clima más húmedo durante períodos específicos. El Holoceno comenzó aquí con un período húmedo de 10.8 a 9.5k cal a BP. Una transición a condiciones secas claramente de 9.5 a 5.5k cal a BP, brevemente interrumpida por condiciones tormentosas de 8.3 a 7.6k cal a BP. Condiciones más húmedas prevalecieron de 5.5 a 4.1k cal a BP cuando la humedad alcanzó un máximo local y pasó a un período de sequedad gradual poco después de 4.1

hasta 2.2k cal a BP. Después de 2.2k cal a BP, la humedad aumentó hasta 0.5k cal a BP cuando comenzó decreciendo de nuevo hasta el presente (Figura 2).

Concluyeron que períodos húmedos con mayor actividad de tormentas probablemente son causados por la influencia predominante de vientos del oeste fortalecidos o desplazados hacia el norte. Las condiciones secas son el resultado de la fuerte influencia del Anticiclón del Pacífico Sudeste, y el debilitamiento o movimiento hacia el sur de la precipitación está asociado con los vientos del oeste. Sus hallazgos brindan información básica para predecir con precisión los efectos del cambio climático en la estructura, funcionamiento del ecosistema, reconstruir la paleo vegetación y las condiciones climáticas pasadas en regiones áridas y semiáridas.

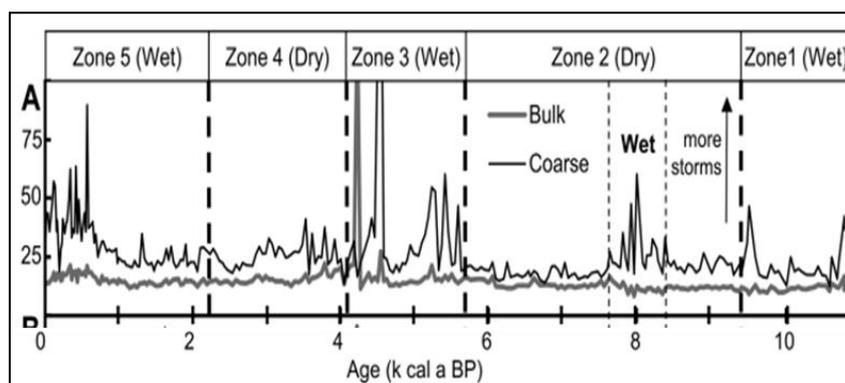


Figura 2. Registro de tamaño de grano medio - gruesa de Laguna LCB. Fuente: Tiner et al. (2018)

En un estudio más reciente, Guédron et al., (2023), examinaron las variaciones en el nivel del agua del lago Titicaca durante el Holoceno y su posible influencia en los desarrollos sociopolíticos en la región de los Andes centrales. Estas variaciones han tenido consecuencias importantes para las comunidades que dependen de los recursos naturales del lago. Los investigadores exploran cómo estos cambios ambientales pueden haber afectado la adaptación de las poblaciones prehispánicas y cómo podrían haber influido en el desarrollo de distintas sociedades y culturas en la región andina central. Este análisis proporciona una valiosa perspectiva sobre cómo las fluctuaciones en el nivel del agua del

lago Titicaca podrían haber estado vinculadas a eventos sociopolíticos en la región durante el Holoceno. El trabajo contribuye al entendimiento de las complejas interacciones entre el medio ambiente y las comunidades humanas en los Andes, y sienta una base sólida para futuras investigaciones arqueológicas y paleo climáticas en esta área.

1.2 Planteamiento del problema

El Altiplano del Cuzco, situado en el sur de Perú en los Andes Centrales, destaca por su excepcional biodiversidad y su relevancia ecológica. A lo largo de los últimos 17 mil años, su ecosistema ha experimentado cambios climáticos significativos que han dejado una huella en la estructura y composición de su cobertura vegetal, de sus recursos hídricos y en todas las formas de vida que dependen de ella.

Hasta el momento, aún no se ha alcanzado una comprensión integral de la interacción entre los factores locales, regionales y globales que han influido en los patrones climáticos de esta región. Es así que, la trayectoria del balance hídrico del Altiplano del Cuzco, aún no se puede evaluar claramente porque el registro instrumental del clima en el Perú no tiene más de 70 años, lo que no permite distinguir entre la variabilidad natural y una potencial tendencia antropogénica reciente. En consecuencia, los estudios de los registros paleo climáticos a escala milenial que abarcan periodos como UMG, post-UMG y el Holoceno en el Altiplano cuzqueño, representan una tarea aún más compleja debido a la escasez de datos instrumentales de larga data y registros continuos de alta resolución que cubran todos estos períodos. Evaluar el impacto potencial del cambio climático en los extremos climáticos en los Andes tropicales presenta desafíos.

Además, los modelos climáticos globales (GCM) tienen una resolución demasiado baja para captar correctamente los gradientes de elevación, lo que resulta en la omisión de procesos locales clave como la precipitación orográfica y eventos convectivos específicos. Aunque se han desarrollado modelos climáticos regionales para mejorar la

representación de estos procesos locales, no siempre logran simular con precisión los patrones de precipitación en estas áreas.(Buytaert & De Bièvre, 2012)

Por tanto, resulta fundamental llevar a cabo investigaciones y análisis de registros paleo climáticos para obtener una visión más completa de la variabilidad climática en esta área. En este sentido, el uso de registros naturales como los sedimentos lacustres desempeña un papel fundamental. Estos registros nos brindan la oportunidad de investigar la interacción entre los factores locales y regionales con los factores climáticos globales, y cómo esto incide en la cobertura vegetal y el ecosistema. Los datos obtenidos a través de estos registros pueden enriquecer nuestra comprensión de la dinámica climática y contribuir a evaluar las respuestas hidro climáticas tanto a cambios climáticos pasados como contemporáneos, incluidos aquellos generados por la actividad humana.

1.2.1 Preguntas de Investigación

En resumen, esta tesis aborda preguntas de investigación claves relacionadas con la variabilidad hidro climática en el Altiplano del Cuzco y su impacto en la cobertura vegetal y el ecosistema durante los últimos 17 mil años, las cuales son las siguientes:

P1: ¿Cómo ha sido la variabilidad climática del Altiplano Cuzqueño durante los últimos 17000 años y cuáles son los mecanismos hidro climáticos subyacentes que han impulsado estos cambios?

P2: ¿Cuál ha sido el papel de los cambios Hidro climático en la evolución de la cobertura vegetal y del ecosistema durante los últimos 17 mil años en el Altiplano cuzqueño?

1.3 Justificación

El presente estudio está justificado por diversas razones científicas y sociales. Aquí hay algunas de las más importantes:

- **Comprender el cambio climático pasado en un contexto geográfico único:**

Este estudio proporcionaría información valiosa sobre cómo ha cambiado el clima en la región a lo largo de diferentes periodos geológicos. Esto permite una visión más completa del cambio climático pasado y sus patrones, lo que ayudaría a contextualizarlo y compararlo con los cambios climáticos recientes. Además, permite identificar tendencias y patrones climáticos recurrentes, como períodos de sequía o eventos de El Niño, que podrían tener implicaciones para el clima futuro en la región.

- **Importancia histórica y cultural:**

El altiplano del Cuzco, durante el Holoceno, fue un núcleo de desarrollo civilizatorio de gran relevancia, destacando por su rica diversidad cultural y la sucesión de sociedades complejas a lo largo de los siglos. Este contexto histórico es fundamental para justificar el estudio propuesto, ya que la civilización Inca, que estableció el imperio más grande de América precolombina con su capital en Cuzco, emergió en una región con un legado cultural profundo. Antes de la expansión incaica, culturas como Tiwanaku (300-1000 d.C.) ya habían dejado una huella significativa, destacándose por su monumental arquitectura y avances en tecnologías agrícolas y de riego. La influencia de estas civilizaciones preincaicas y otras culturas en el altiplano del Cuzco es crucial para entender las dinámicas históricas y ambientales que moldearon el desarrollo de la región. Explorar cómo estas sociedades interactuaron con su entorno y cómo sus legados persisten hasta hoy es esencial para comprender mejor la resiliencia cultural y la adaptación al cambio climático en los Andes. Este estudio permitirá identificar patrones históricos que podrían informar estrategias actuales de conservación y desarrollo sostenible en la región, destacando la importancia de un enfoque interdisciplinario que integre la historia, la arqueología, y la ecología en la investigación del cambio climático y su impacto en las sociedades humanas.

- **Informar de la vulnerabilidad, resiliencia y Respaldo políticas de conservación:**

El altiplano cuzqueño alberga ecosistemas y comunidades locales que dependen de recursos naturales altamente sensibles al clima. Factores como el balance entre precipitación y evaporación, la temperatura y los niveles de agua son cruciales en esta región, que es especialmente vulnerable a sequías periódicas y al calentamiento global. Esta vulnerabilidad, agravada por factores climáticos, sociales y económicos, eleva el riesgo económico. Desarrollar estrategias de adaptación y mitigación es esencial para proteger la economía local y el bienestar de las comunidades.

Al comprender la vulnerabilidad y resiliencia de los ecosistemas y la biodiversidad local del pasado, podemos proporcionar información valiosa, que permitirá tomar decisiones más informadas y pertinentes para proteger la naturaleza y el bienestar de las comunidades locales en un contexto de cambio climático, facilitando el desarrollo de estrategias de adaptación efectivas.

- **Validar modelos climáticos:**

La reconstrucción de la variabilidad climática en el altiplano del Cuzco puede utilizarse para validar modelos climáticos utilizados para proyectar el cambio climático futuro. Al comparar los resultados del pasado con las proyecciones futuras, los científicos pueden mejorar la precisión de los modelos y las predicciones.

Además, siendo una región de gran relevancia, permite el estudio de la dinámica e intensidad de los tres sistemas principales de circulación atmosférica en Sudamérica, que incluyen los vientos monzones, los del oeste y el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, que ejercen una influencia significativa en el clima tanto a nivel regional como local.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Principal

Comprender la respuesta del Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS) y el balance hídrico en el altiplano cuzqueño frente a la variabilidad climática global durante los últimos 17 mil años, a partir de biomarcadores preservados en registros sedimentarios de la laguna Isquina Sacacani (14°S, 71°O ,4291 m.s.n.m.).

2.2 Objetivos Específicos

- Determinar la variación centenal a milenial de la composición y abundancia de los n-alcanos de los lípidos/ceras de la paleo-vegetación en el núcleo del sedimento lacustre de Isquina Sacacani (6m).
- Investigar la variabilidad de la composición isotópica ($\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$) de los n-alcanos de las ceras/lípidos de la paleo-vegetación a lo largo del periodo de 17000 años.
- Llevar a cabo una comparación exhaustiva de todos los indicadores para diferenciar la influencia de los procesos bioquímicos, fisiológicos, sedimentarios y geográficos locales de las influencias climáticas regionales.
- Proponer una interpretación paleo-climática de los cambios climáticos globales y regionales, así como de los posibles mecanismos ocurridos en la región de estudio durante los últimos 17000 años.

3 HIPOTESIS

Las hipótesis planteadas son:

H1: Durante los últimos 17 mil años, la variabilidad climática en el Altiplano del Cuzco ha sido modelada por una interacción compleja entre factores locales, regionales y globales, principalmente impulsada por forzantes orbitales. Sin embargo, en el último siglo, se ha sumado un efecto antropogénico que ha intensificado o alterado patrones climáticos previos.

H2: La evolución de la vegetación en el altiplano del Cuzco ha estado estrechamente vinculada a cambios hidrológicos en los últimos 17 mil años, los cuales han sido predominantemente controlados por variaciones climáticas a nivel regional.

4 MARCO TEÓRICO

4.1 El Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS)

El SAMS, parte integral del sistema de monzones americanos junto con el sistema monzónico de América del norte (NAMS, por sus siglas en inglés), desempeña un papel crucial en el clima sudamericano, siendo objeto de estudio por varios autores (por ejemplo, Zhou y Lau 1998, Marengo et al. 2001, Carvalho et al. 2011). Su variabilidad abarca escalas interanuales, estacionales, intraestacionales y diarias. Su fase húmeda se forma por los vientos alisios del hemisferio norte, que, desviados por las bajas presiones en el continente sudamericano durante el verano, transportan humedad del océano Atlántico hacia el continente (Zhou & Lau, 1998). La evolución estacional de la precipitación exhibe una migración hacia el sur hasta la meseta brasileña, alcanzando su punto máximo cerca del ecuador en fechas cercanas al equinoccio (Solis, 2020).

Este Sistema Monzónico juega un papel importante en la regulación del ciclo del agua sobre Sistema Tropical Sudamericano, contribuyendo en el mantenimiento de los ecosistemas y las actividades humanas. La circulación monzónica del SAMS tiene un impacto significativo en áreas como Bolivia, Perú, Brasil y el norte de Argentina, abarcando la parte sur de la selva amazónica y el bioma del Cerrado (R. D. Garreaud, 2009); (Espinoza Villar et al., 2009). Su relevancia se manifiesta en las variaciones estacionales de las lluvias en el trópico de América del Sur (5° - 25° S; 40° - 80° O). En esta región, más del 50% del total de la precipitación anual se reporta durante la fase activa del SAMS, generalmente observada durante el verano austral, desde Diciembre a Febrero (Marengo et al., 2012 ; Zhou & Lau, 1998).

Cuatro características atmosféricas dominantes han estado involucradas en el SAMS, (Nelson Quispe G & Grinia Avalos R, 2006) ,ver Figura 3:

- i) Temperaturas superficiales del mar (TSM) más cálidas sobre el Océano Atlántico tropical y temperaturas superficiales más frías en el sur de la Amazonía antes del inicio de la estación húmeda;
- ii) Una banda noroeste-sureste de convergencia y actividad convectiva sobre el sureste del continente (Zona de Convergencia del Atlántico Sur -ZCAS);
- iii) Un anticiclón en la troposfera superior (a 200–300 hPa), ubicado sobre Bolivia, conocido como el Alto Boliviano; y
- iv) La presencia de un jet de bajo nivel al este de los Andes tropicales, conocido como Jet de nivel bajo Sudamericano (SALLJ).

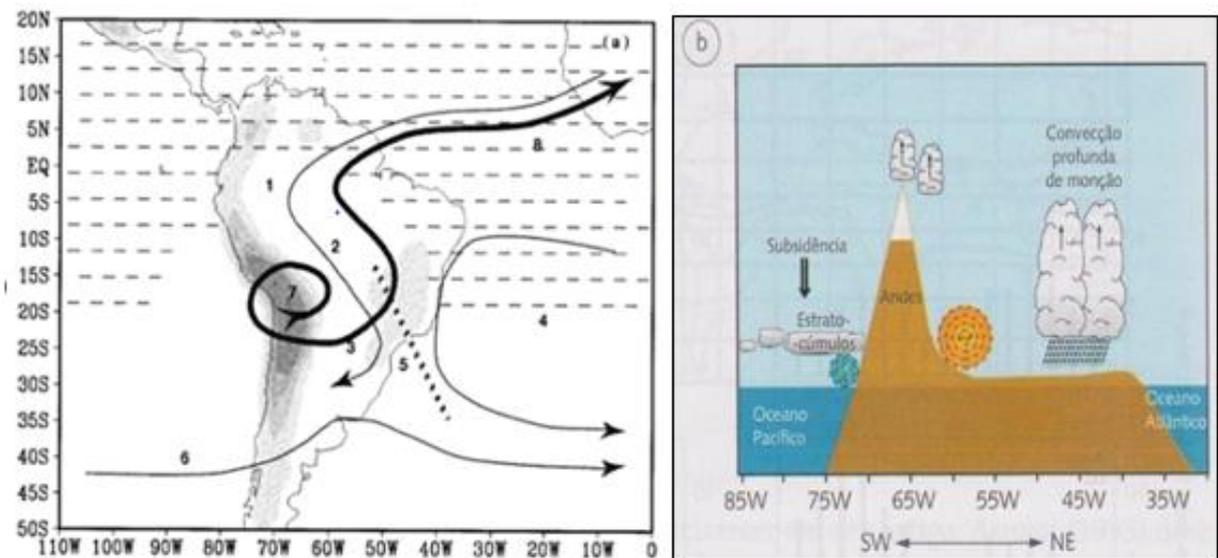


Figura 3. a) Componentes del Sistema de Monzón Sudamericano (1-6). Corriente de Chorro de los Bajos Niveles (1), Vientos del noroeste (2), Baja de Chaco (3), Alta Subtropical del Atlántico Sur (4), Zona de Convergencia del Atlántico Sur (5), vientos del oeste de la latitud media (6), Alto de Bolivia (7), Flujo de retorno de niveles altos (8). Tomado de Zhou y Lau, 1998. b) Corte transversal SW-NE que muestra esquemáticamente las configuraciones y sistemas más importantes del monzón de América del Sur. Fuente: Compilado de Gan, Rodríguez y Rao,(2009). Mechoso et al.,(2005).

4.1.1 Ciclo de vida del SAMS y Régimen de precipitaciones.

El ciclo de vida del SAMS se puede resumir en cuatro etapas: pre-monzón, inicio, madurez y retiro o disipación. La Figura 4 muestra su desarrollo en seis partes graficando la variable radiación saliente de onda larga (OLR por las siglas en inglés outgoing

longwave radiation, en W/m^2), la cual indica las zonas de nubosidad convectiva principalmente. Los valores más bajos de OLR indican convección profunda.

A continuación, se describen las 4 etapas principales:

- La primera de éstas (pre-monzón) se caracteriza por la presencia de calor sensible, que es el calentamiento superficial más importante en los sub-trópicos y es máximo en la primera quincena de noviembre (Mechoso et al., 2005).
- La fase inicial se inicia al oeste de la Amazonía alrededor de septiembre y se expande rápidamente hacia el sureste, alcanzando el sureste de Brasil en octubre (Vera et al., 2006); (Mechoso et al., 2005). Hacia finales de noviembre, se observa convección profunda desde el ecuador hasta aproximadamente los 20° de latitud sur, aunque esta está ausente al este de la cuenca amazónica y al norte de Brasil (Mechoso et al., 2005; Silva et al., 2012; Zhou & Lau, 1998).
- La fase de madurez se desarrolla entre finales de noviembre y de febrero. Durante este período, la principal actividad convectiva sobre el centro de Brasil se combina con la ZCAS (Vera et al., 2006), que ya está plenamente establecida, generando lluvias abundantes hasta el Altiplano peruano-boliviano (Mechoso et al., 2005). En niveles altos, tanto el Alto Boliviano como la vaguada del noreste de Brasil (NT) están bien definidos. La convección profunda persiste en casi la misma magnitud, con un aumento en la región este de la cuenca amazónica. Simultáneamente, la ZCIT experimenta disminución en su intensidad (Mechoso et al., 2005).
- La fase de disipación o retiro, que inicia aproximadamente en marzo, se caracteriza por la disminución de las lluvias intensas en la Amazonia, que gradualmente se desplazan hacia el noroeste, dirigiéndose hacia el ecuador. Simultáneamente, en la costa norte del nordeste de Brasil, la estación de lluvias persiste de abril a junio según S. R. García & Kayano, (2006). Durante esta etapa, la ZCIT aún se mantiene débil

(Mechoso et al., 2005). Además, se observan condiciones más secas en la zona subtropical de acuerdo con V. Silva & Kousky, (2012) (citados por Solis, 2020).

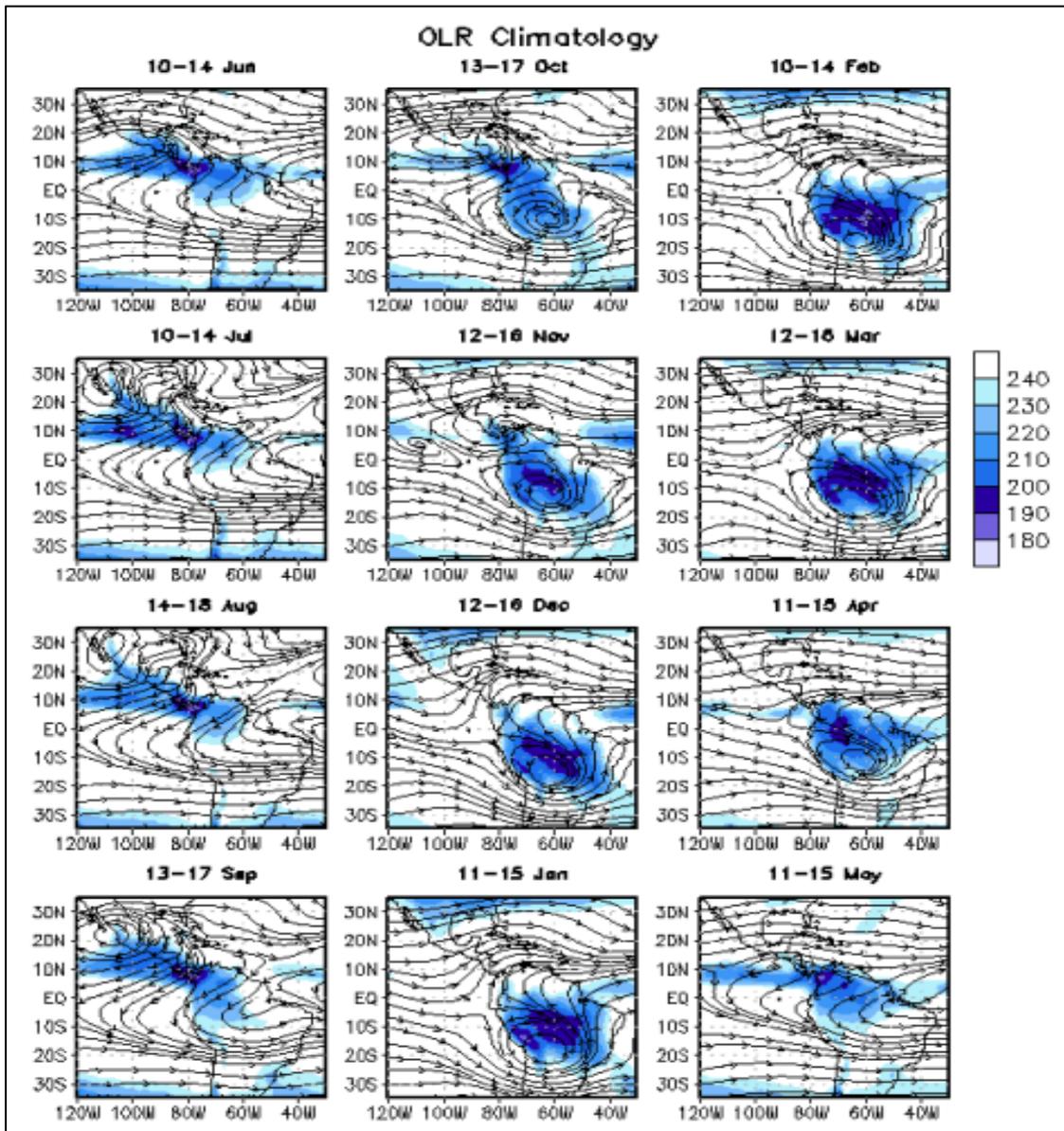


Figura 4. Ciclo estacional promedio de OLR en W/m^2 (1979-1995) y líneas de corriente a 200 hPa. Fuente: Silva y Kousky (2012)

Régimen de Precipitaciones.

En la estación de verano (diciembre-marzo) ocurre más del 50% de las precipitaciones, principalmente, debido a cambios en los vientos zonales en la tropósfera media y alta, determinantes para el transporte de humedad (Figura 5). En los meses de otoño, las precipitaciones son muy escasas y se restringen a las primeras semanas de marzo. En abril

y mayo no precipita a excepción de días en los que se configura un sistema atmosférico denominado DANA (depresión atmosférica de niveles altos) en el mar territorial norte de Chile y sur de Perú, la que favorece al transporte de aire húmedo desde el este y noreste, por lo que, se induce precipitaciones tipo nevada, algunas veces generalizadas. En el invierno las precipitaciones son insignificantes, pero ocasionalmente ocurren precipitaciones generalizadas tipo nieve, cuando aparece una DANA sobre el océano Pacífico Tropical, al oeste del litoral norte de Chile. En la estación de primavera empiezan a ocurrir las primeras precipitaciones de la temporada húmeda, pero éstas son aisladas y ligeras (Nelson Quispe G & Grinia Avalos R, 2006).

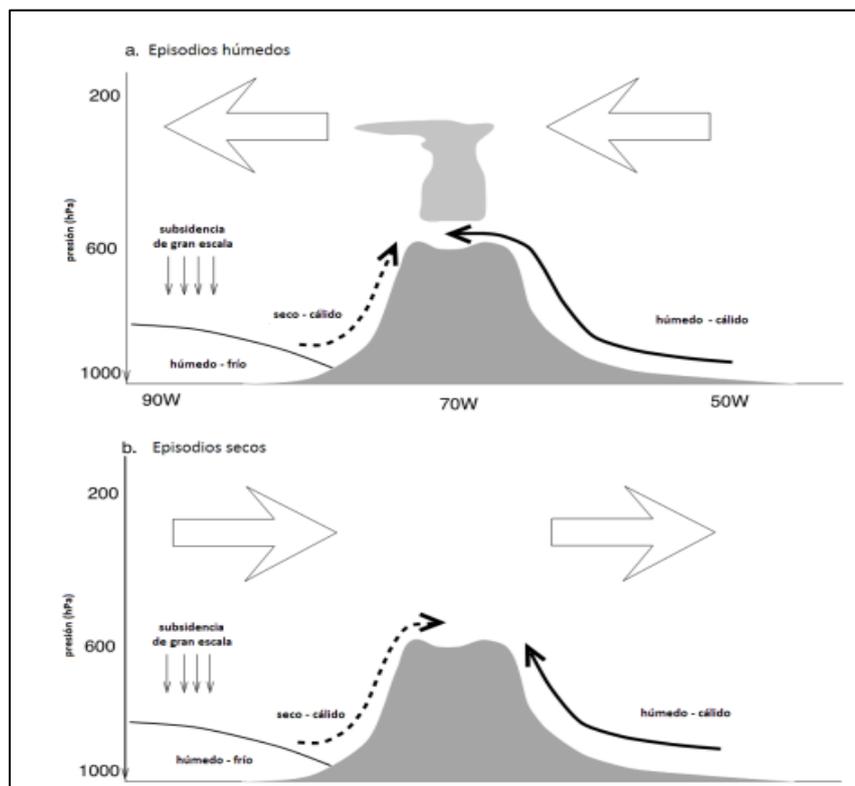


Figura 5. Modelo Conceptual de las precipitaciones en el Altiplano. Fuente (R. Garreaud et al., 2003).

4.1.2 Zona de Convergencia Intertropical

La zona de convergencia intertropical (ZCIT) representa un fenómeno atmosférico fundamental que abarca todo el planeta, caracterizado por una vigorosa actividad convectiva y precipitaciones abundantes. Este cinturón atmosférico marca el punto de

encuentro de los vientos alisios provenientes del norte y del sur, desempeñando un papel crucial en la circulación de la celda de Hadley. Además de regular el ciclo hidrológico en las regiones tropicales, la ZCIT ejerce una influencia significativa en la presencia estacional de la lengua fría ecuatorial del Pacífico, estableciendo complejas interacciones atmosféricas.

Es importante destacar que, en la actualidad, la ZCIT tiende a ubicarse de manera casi permanente en el hemisferio norte, según señalan estudios como el de Koutavas y Lynch-Stieglitz (2004). La posición de este fenómeno, que varía entre los 10°N y los 3°S, está determinada por el gradiente de temperaturas generado entre las altas latitudes y el ecuador, como han demostrado investigaciones como las de Garreaud et al. (2009) y Webster (2004). Estos hallazgos subrayan la importancia de comprender las dinámicas atmosféricas globales para prever y comprender mejor los patrones climáticos en las regiones tropicales y más allá. (citados en Enrique y Torres ,2018)

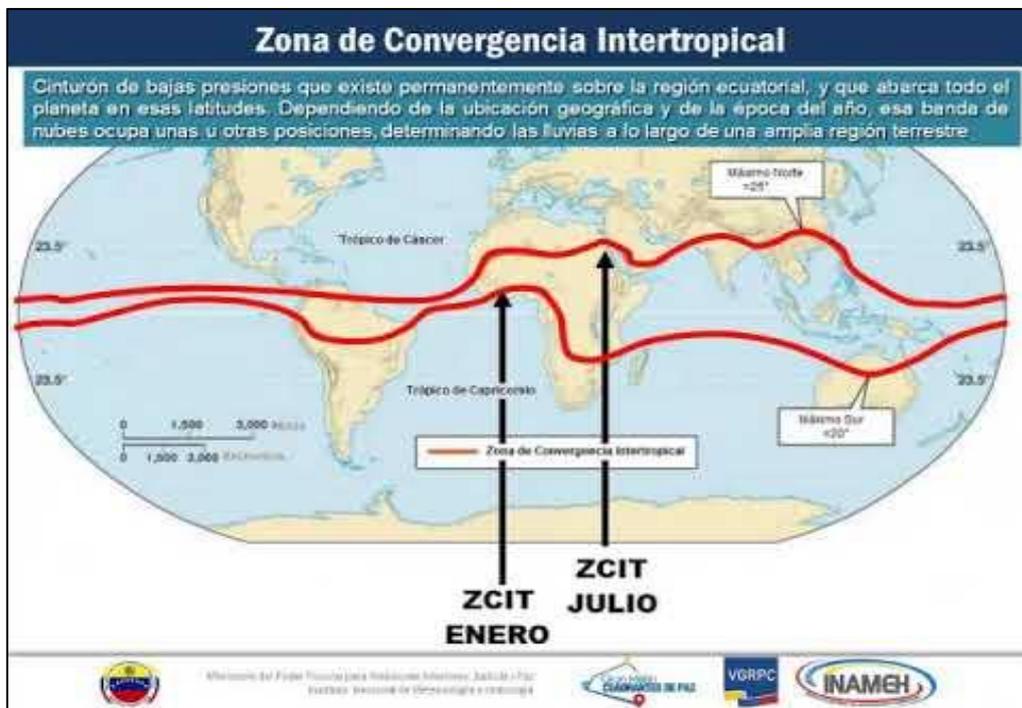


Figura 6. Representación de la Zona de Convergencia Intertropical.

Fuente. Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología de Venezuela.

4.2 El Niño Oscilación del Sur (ENSO) y su influencia en el Altiplano.

El régimen de precipitaciones está fuertemente influenciado por el fenómeno conocido como El Niño Oscilación del Sur (ENSO). El ENSO un fenómeno climático periódico y natural afecta el sistema climático global, con repercusiones significativas en el patrón de precipitaciones en diversas regiones del mundo (R. Garreaud et al., 2003), muestran una influencia significativa de éste en la precipitación registrada en los meses de diciembre-febrero en el Altiplano, como resultado de una pronunciada gradiente de presión entre las latitudes tropicales y subtropicales del sur, consistente con las relaciones este/húmedo y oeste/seco derivadas de la escala sinóptica (Fig.5).

Con el enfriamiento de la zona tropical del Pacífico (durante La Niña) hay un estrechamiento de la troposfera tropical y por tanto un mayor aumento en el flujo del este hacia el Altiplano, en respuesta a las diferencias de presión y temperatura entre las latitudes tropicales y subtropicales del sur, revirtiendo el patrón de veranos secos. Por tanto, el gradiente de presión es un factor dominante para regular la precipitación en el Altiplano, que va aspirando la humedad disponible de las tierras bajas tropicales.

4.3 Ciclos orbitales de Milankovitch.

Según la teoría de Milutin Milankovitch, los cambios climáticos ocurridos a lo largo de la historia de la Tierra se deben a cambios en ciclos astronómicos, provocando que cambie la energía recibida del sol en el tope de la atmósfera. Milankovitch dio a conocer tres parámetros orbitales de la Tierra, que son los siguientes (Figura 7):

- 1) Excentricidad, que es la variación de la forma de la órbita de la Tierra; es decir, es la medida de cuánto se aleja la órbita de la Tierra a una forma circular. Varía cada 100 a 400 mil años aproximadamente (Zachos et al., 2001).
- 2) Oblicuidad, que es el ángulo entre el eje de rotación de la Tierra y la perpendicular al plano orbital.

La inclinación del eje de giro de la Tierra varía cada 41 mil años aproximadamente (Zachos et al., 2001).

3) Precesión, un cambio en el bamboleo del eje de rotación de la Tierra. Varía cada 20 mil años aproximadamente según Zachos et al., (2001) (citados por Solis, 2020).

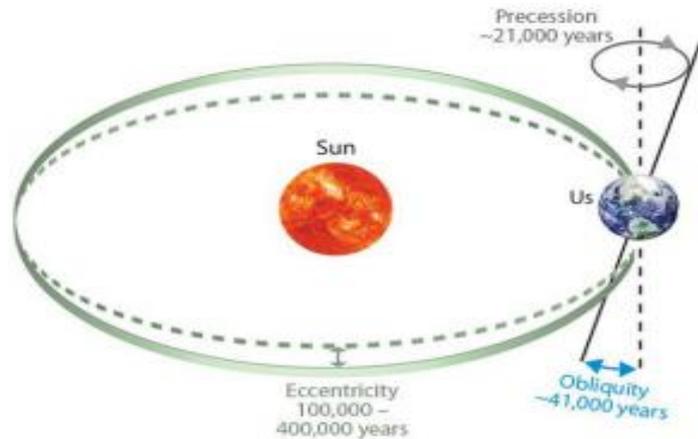


Figura 7. Los tres parámetros orbitales de Milankovitch.

Fuente: Laskar et al., (2004)

4.4 Último Máximo Glacial y la Última Desglaciación.

Durante los procesos de glaciación, los glaciares avanzaron desde latitudes altas hacia bajas (de los polos hacia el ecuador) y descendieron altitudinalmente desde elevaciones mayores a menores. Su ocurrencia se señala hace 25 a 15 mil años BP. La última glaciación se caracterizó por una significativa inestabilidad climática, con episodios milenarios de intensificación del frío conocidos como estadales. Al concluir estos, a veces se producían grandes desprendimientos de icebergs en el Atlántico Norte, denominados eventos Heinrich. Seguido a este periodo, en forma rápida e ininterrumpida, se dio el periodo de transición glacial-post glacial señalado entre 15-14.5 a 11-10 mil años BP.

La última desglaciación o Post UMG, fue un período destacado en la historia de la Tierra, caracterizado por un calentamiento global desde el final del Último Máximo Glacial hasta principios Holoceno, por ende nos permite una mejor comprensión de los mecanismos de

regulación de las condiciones climáticas regionales bajo un calentamiento global (Shakun et al., 2012).

Durante este período, las fluctuaciones en la descarga de agua de deshielo en el Atlántico Norte tuvieron un impacto crucial en la Circulación Meridional del Atlántico (AMOC), ocasionando cambios climáticos abruptos a lo largo de milenios (McManus et al., 2004; Felis et al., 2004). Estos cambios incluyeron variaciones en el gradiente de temperatura oceánica meridional y un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Cheng et al., 2009; Deplazes et al., 2013; McGee et al., 2007). Eventos fríos como el Estadio Heinrich 1 (HS1, ~ 18-14.7 mil años antes del presente) y el Dryas Reciente (YD, ~ 12.9-11 mil años antes del presente) en el hemisferio norte se asociaron con un movimiento hacia el sur de la ZCIT y un aumento en el Monzón Sudamericano en su extremo sur (Novello et al., 2017), debido al debilitamiento de la AMOC y mayores descargas de agua de deshielo en el Atlántico Norte. En contraste, durante el período cálido del Bølling-Allerød (14.7-12.9 mil años antes del presente) en el hemisferio norte, se registraron condiciones secas en los trópicos sudamericanos, vinculadas a un AMOC robusto, lo que resultó en un desplazamiento hacia el norte de la ZCIT y un debilitamiento del monzón sudamericano (Novello et al., 2017; Felis et al., 2004).

En los Andes, se caracterizó por las significativas perturbaciones hidrológico-orográficas, acompañada de notables cambios océano-atmosféricos. Este período representó una transición marcada por una máxima inestabilidad océano-atmosférica en la región andina, con episodios de lluvias torrenciales seguidos de fases de severa sequía. Es relevante destacar que la desglaciación en los Andes tropicales tuvo lugar varios miles de años antes que en latitudes superiores durante los procesos de calentamiento (Salaverry Llosa, 2015).

4.5 Holoceno

En la escala de tiempo geológica, el Holoceno corresponde a la época del período Cuaternario de la era Cenozoica que se inicia hace más o menos 11.5 mil años e incluye la época presente. A inicios de este periodo hubo una extinción en masa que eliminó a gran parte de la megafauna del planeta, quedando solo la del sudeste asiático y la africana (aunque también sufrieron extinciones). A inicios de este periodo se encuentran las primeras ciudades neolíticas, y a lo largo del periodo, la humanidad se fue desarrollando hasta llegar a ser lo que es hoy (Holoceno, 2014).

Durante el Holoceno temprano y Medio en América del Sur, el clima experimentó cambios naturales debido a las variaciones en los parámetros orbitales terrestres. Estos cambios, influenciados por la posición y exposición de la Tierra al Sol, resultaron en un clima más seco que el promedio actual en las latitudes tropicales. La variación climática afectó fuertemente a los sistemas acuáticos tropicales, debido a la aridez, los sedimentos lacustres de esta región son particularmente sensibles a variaciones en las precipitaciones, por lo que está fuertemente controlada por el suministro de humedad. Evidencia de niveles bajos en el Lago Titicaca y registros de contenido de polvo en el glaciar Sajama respaldan esta conclusión. Estudios paleo climáticos adicionales señalan bajos niveles de lagos en Brasil, alta frecuencia de incendios en la Amazonia y cambios en la vegetación en el sureste de Brasil. Los registros de Carajás-PA indican episodios secos intercalados con fases húmedas, revelando una mayor variabilidad en las precipitaciones en la Amazonia. Reconstrucciones paleo hidrológicas de lagunas de inundación del Amazonas también respaldan la correlación con periodos húmedos y secos en los últimos 10000 años en la Cuenca del Amazonas. (Apaestegui et al., 2018)

Cruz et al. (2009) investigaron la precipitación en el Holoceno mediante el análisis de espeleotemas, otros proxies recolectados en el trópico de Sudamérica y un modelo de

circulación general de la atmósfera. Su estudio reveló una antifase durante el Holoceno Medio: el noreste de Brasil experimentaba condiciones húmedas cuando la insolación de verano era baja, y períodos áridos cuando esta era alta, mientras que el resto del sur tropical de Sudamérica presentaba patrones opuestos. Concluyeron que el calentamiento convectivo en el trópico sudamericano y la subsidencia a gran escala sobre el noreste de Brasil ejercen un forzamiento sobre el SAMS, controlando las variaciones de precipitación en la región a escalas orbitales. (Solis, 2020)

Al final del Holoceno medio y el inicio del tardío, se registró un periodo de máxima inestabilidad oceánico-atmosférica, caracterizado por la alternancia de fases húmedas y secas en diversas regiones de América del Sur, similar a los patrones actuales del fenómeno ENSO. Este periodo, conocido como el "gran cambio climático," ocurrió entre hace 5000 y 3000 años BP y se clasifica dentro de los grandes periodos climáticos andinos como una etapa de alternancia entre condiciones secas y húmedas. A partir de hace aproximadamente 4000 años BP, se observa una reducción en la intensidad y frecuencia de eventos paleo-climáticos extremos, como los denominados Super-Niño o Mega-El Niño. (Salaverry Llosa, 2015).

Los registros palinológicos de América del Sur indican que, a partir de hace 3000 años BP, la vegetación presenta características similares a las actuales. Esto sugiere que, desde ese periodo, los eventos tipo ENSO podrían haber adoptado una dinámica comparable a la actual, como lo proponen Mcglove et al. (1992).(citados en Salaverry Llosa, 2015).

En los últimos años, se han llevado a cabo diversos estudios para mejorar la comprensión de los registros climáticos, especialmente durante los últimos 1000 años.

La investigación paleo climática ha centrado su atención en este intervalo, destacando tres fases relevantes:

- 1) La Anomalía Climática Medieval (MCA), que tuvo lugar aprox. entre 900 y 1200 d.C., caracterizada por temperaturas superiores a las del inicio del siglo XX en Europa y regiones cercanas;
- 2) La Pequeña Edad de Hielo (PEH), que abarcó aprox. desde 1400 hasta 1800 d.C.; y
- 3) El Período de Calentamiento Moderno, marcado por el calentamiento global en diversas partes del mundo y considerado el período de mayor influencia antropogénica debido a las emisiones de gases de efecto invernadero (Apaéstegui Campos, James Emiliano, 2014).

4.5.1 Forzamiento Orbital en el Holoceno

Durante el Holoceno Temprano y Medio, los parámetros orbitales terrestres, conocidos como parámetros de Milankovitch (excentricidad, oblicuidad y precesión), mostraron diferencias significativas en comparación con las condiciones actuales. En particular, Berger (1988) y Bush (1999) destacan un aumento en la oblicuidad, lo que generó variaciones en la magnitud y distribución de la insolación. Este cambio intensificó la estacionalidad, aumentando la insolación durante los veranos en el hemisferio norte. (Manay Torres, Roger, 2018)

Durante el Holoceno, los parámetros orbitales terrestres probablemente tuvieron una influencia notable en el clima del Pacífico Tropical Este. En particular, las variaciones en la precesión parecen haber afectado la frecuencia e intensidad del Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) de dos maneras principales. Primero, la precesión regula el contraste térmico entre invierno y verano en los trópicos, un factor determinante para la predisposición de la atmósfera y el océano tropical a generar eventos ENSO, como lo destacan estudios de Cane et al. (1997), Clement et al. (2000) y Cane (2005). Segundo, los cambios en la precesión podrían haber provocado un desplazamiento gradual de la Zona de Convergencia Intertropical, desde una posición más al norte en el Holoceno

Temprano hasta una ubicación más ecuatorial en la actualidad, según lo propuesto por Haug et al. (2001).(citados en Manay Torres, Roger, 2018)

Durante el Holoceno Medio, el clima estuvo marcado por eventos significativos, como el cese del derretimiento de las capas de hielo en el hemisferio norte hace aproximadamente 8 mil años B.P., según Clark et al. (1999), y la estabilización de los niveles atmosféricos de CO₂, según Indermühle et al. (1999) (citado en Manay Torres, Roger, 2018). Este periodo también presentó cambios en la insolación estival, con un aumento en el hemisferio norte y una disminución en el hemisferio sur respecto a las condiciones actuales. Estas variaciones, atribuidas a una diferencia de aproximadamente 101° en la longitud del perihelio entre el Holoceno Medio y la actualidad (Prado et al., 2013), generaron una reducción de cerca de 20 Wm² en la insolación del hemisferio sur entre enero y marzo, según Bosmans et al. (2012).(citados en Manay Torres, Roger, 2018)

Como resultado, durante el Holoceno Medio, el perihelio, el punto más cercano de la órbita terrestre al Sol, coincidía con los equinoccios de primavera en el hemisferio sur. Esto implicaba que las temperaturas máximas se alcanzaban en primavera, lo que limitaba la amplificación térmica durante el verano. En contraste, en la actualidad, el perihelio ocurre durante los solsticios de verano en el hemisferio sur, como señalaron Joussaume y Braconnot (1997) (citado en Manay Torres, Roger, 2018). Este cambio resalta las profundas implicaciones de las variaciones orbitales en la distribución e intensidad de las estaciones y subraya la importancia de estas dinámicas en la evolución climática a lo largo del tiempo. (Manay Torres, Roger, 2018)

4.6 Reconstrucción Paleo climática y Registros naturales.

La reconstrucción paleoclimática es una disciplina multidisciplinaria que se enfoca en comprender la evolución del clima terrestre a lo largo de períodos geológicos. Mediante el análisis de diversos registros naturales (ver Fig.8), como núcleos de hielo glaciar,

sedimentos marinos y lacustres, anillos de crecimiento en árboles y registros de corales, los investigadores pueden reconstruir y examinar los patrones climáticos del pasado.

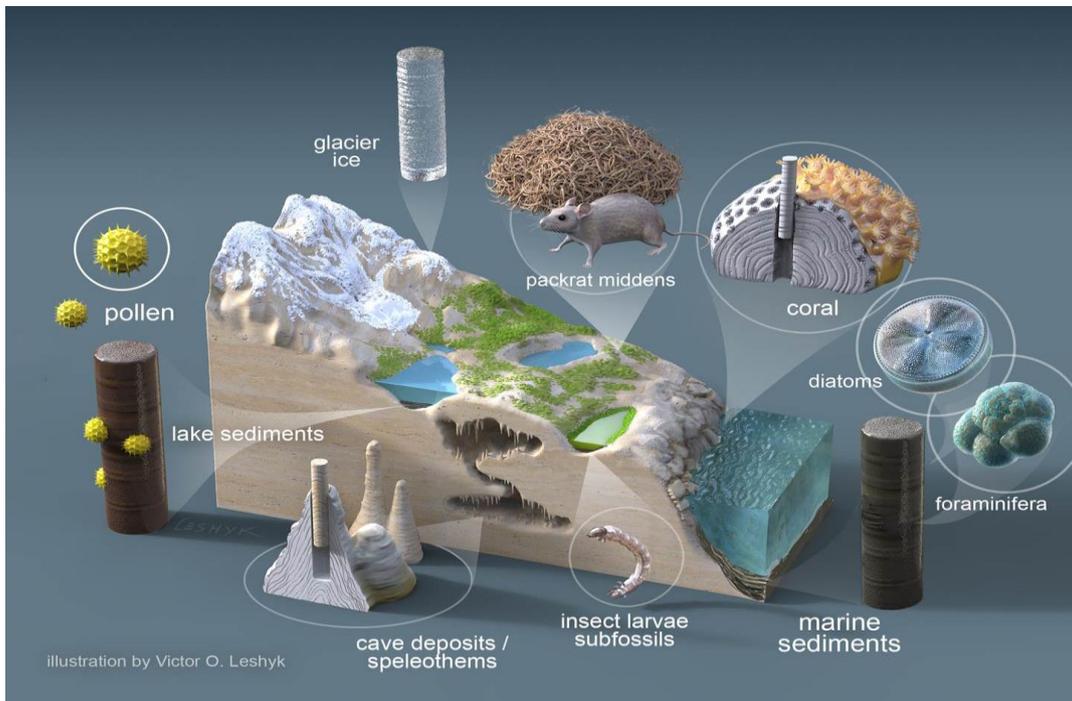


Figura 8. Registros Naturales y Proxies o indicadores biológicos, químicos y físicos, o proxies, conservados en una variedad de entornos que se remontan a miles de años atrás. Fuente: Victor O. Leshyk/EcoSS

Los registros paleoclimáticos ofrecen información clave sobre los cambios climáticos pasados y su impacto en el entorno natural, permitiendo identificar factores que influenciaron el clima histórico. Por ejemplo, las rocas dacíticas y los núcleos de hielo pueden registrar eventos como erupciones volcánicas, conservando sulfatos de origen no marino generados por estos eventos explosivos, como señalan Costa et al. (2003) y Verosub y Lippman (2008). Asimismo, las burbujas en los núcleos de hielo contienen datos sobre gases de efecto invernadero, como CH_4 , CO_2 y N_2O , lo que evidencia cambios en su radiactividad, según Bradley y Bradley (2015). Estos registros también reflejan parámetros ambientales, como temperatura y salinidad del mar en el pasado, imposibles de medir directamente. (Manay Torres, Roger, 2018)

La reconstrucción paleoclimática no solo permite entender la evolución de las condiciones climáticas a lo largo del tiempo, sino que también ofrece herramientas para evaluar la variabilidad natural del clima y los impactos de la actividad humana. Además, esta información mejora los modelos climáticos, fundamentales para prever futuros cambios y sus implicancias en el medio ambiente y la sociedad. En síntesis, la reconstrucción paleoclimática es esencial para interpretar la historia climática del planeta y tomar decisiones informadas frente a los desafíos climáticos actuales y futuros.

4.6.1 Reconstrucción de la variabilidad hidro climática

Es un proceso mediante el cual se utiliza información de indicadores naturales para comprender cómo ha variado el clima y el balance hídrico a lo largo del tiempo.

Técnica es esencial para entender los patrones climáticos pasados y cómo pueden cambiar en el futuro.

Importancia:

- ✓ Capacidad para proporcionar información valiosa sobre la frecuencia y la intensidad de eventos extremos como sequías y lluvias torrenciales. (planificar el uso del agua, gestionar riesgos y adaptarse al cambio climático).

4.6.2 Proxys y Biomarcadores

Los proxys climáticos son herramientas valiosas para inferir el clima pasado, aunque no reproducen exactamente cómo se desarrolló. Están sujetos a sesgos debido a su ciclo vital y la sensibilidad de los organismos a cambios climáticos. A pesar de interpretarse con principios físicos y biológicos, la señal climática que proporcionan puede mezclarse con otras señales o ruidos no relacionados con el clima.

Para extraer la señal climática, es necesario interpretar o calibrar el proxy utilizando registros climáticos actuales para comprender su dependencia climática. Esto implica asumir que las relaciones observadas en la actualidad han sido constantes a lo largo del

tiempo, siguiendo el principio de uniformitarianismo. Sin embargo, no todos los climas actuales son análogos a los del pasado, lo que puede generar dificultades en las reconstrucciones paleoclimáticas al utilizar relaciones modernas entre proxy y clima incorrectas y proyectarlas al pasado.

Biomarcadores: Una molécula de biomarcador típica está formada por átomos de carbono e hidrógeno unidos covalentemente. Son fuertemente dependiente del “envase”, por ello, la dispersión de biomarcadores puede verse muy influenciada por su atrapamiento dentro de matrices minerales como conchas, dientes, huesos, etc., o la encapsulación en matrices de biopolímeros resistentes como paredes celulares, cutículas de hojas e insectos y granos de polen, o el empaque en entidades ambientalmente efímeras como gránulos fecales, “nieve marina” u otros desechos detríticos y materia coloidal.

En especial en las últimas décadas, ha habido un gran aumento en el uso de moléculas presentes en las ceras epicuticulares, que recubren las hojas de plantas superiores terrestres y acuáticas, (Fig. 9) como un proxy en reconstrucciones paleo climáticas y paleo ambientales de cientos de millones de años de historia de la Tierra (Eley & Hren, 2018).

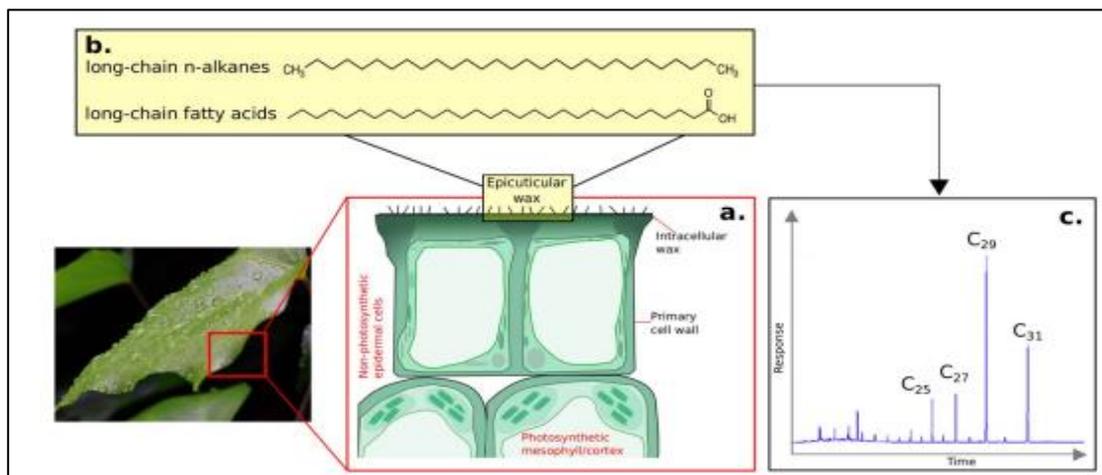


Figura 9. Esquema que muestra la morfología y la química de las ceras epicuticulares de hojas: (a) vista transversal de las células epidérmicas que muestra la cera intracelular y epicuticular, junto con la pared celular y otros arreglos de células fotosintéticas y no fotosintéticas, (b) n-alcenos de cadena larga y ácidos grasos, compuestos ubicuos en las ceras de las hojas de las plantas superiores terrestres; y (c) cromatograma típico de n-alcenos cera de hoja de plantas superiores terrestres que muestra la distribución de homólogos de cadena larga. Fuente: Eley & Hren, (2018)

Las ceras que cubren las hojas de la mayoría de las plantas terrestres contienen componentes lipídicos resistentes que se preservan en los sedimentos durante miles de años. Estos componentes son mezclas de alcanos, alcoholes y ácidos alcanoicos con cadenas de entre 23-36 átomos de carbono. Los alcanos son principalmente de número impar de carbono, mientras que los alcoholes y ácidos alcanoicos son de número par de carbono (Eglinton & Eglinton, 2008).



Los n-alcanos al no contener grupos funcionales activos, son altamente estables en el medio ambiente. Además, éstos son los congéneres orgánicos no polares más simples, por lo que tienen un rendimiento muy alto en la separación por cromatografía de gas (Y. He et al., 2020). En consecuencia, dada su insolubilidad en agua, volatilidad insignificante (para compuestos con más de 20 átomos de carbono), inercia química, resistencia a la biodegradación y una excelente conservación de la señal isotópica original después de ser depositado en el sedimento (Polissar & Freeman, 2010), los han convertido en indicadores eficaces de la hidrología y la dinámica del clima.

La distribución de números de carbono par e impar en los alcanos de las ceras vegetales se origina en la vía metabólica universal de síntesis de policétidos en las plantas. Estos compuestos cumplen funciones clave en la biología vegetal, como la defensa frente a patógenos, la comunicación química y la protección contra radiaciones nocivas. Su variada estructura y funcionalidad son fundamentales para la adaptación y supervivencia de las plantas (Eglinton & Eglinton, 2008). Los alcanos de número impar se generan al remover un átomo de carbono de los ácidos alcanoicos de número par que sirven como precursores. En general, las plantas tienden a producir una mayor proporción de alcanos

con cadenas de carbono impar (Odd) en comparación con los de cadena par (Even), debido a las rutas metabólicas implicadas en su síntesis (Poynter & Eglinton, 1990).

Las plantas vasculares sintetizan preferentemente n-alcanos con longitudes de cadena de carbono impares en comparación con n-alcanos pares en el rango de n-C₂₁ a n-C₃₅ (Cernusak et al., 2022), mientras que los alcanos de cadena más corta con rango de n-C₁₅ a n-C₁₉ se atribuyen a algas acuáticas y bacterias (Contreras et al., 2023). Estos hidrocarburos se utilizan ampliamente como biomarcadores para rastrear los orígenes de la materia orgánica en una variedad de ambientes y locaciones diferentes (Pearson et al., 2000 ; Sachse et al., 2004).

Los sedimentos acumulan ceras de plantas a través de tres modos principales: ceras adheridas a las hojas, ceras de partículas aerosolizadas y ceras derivadas del suelo transportadas por ríos o flujo superficial. Las ceras de partículas aerosolizadas son eficaces para transportar ceras frescas a sedimentos a nivel regional (Eglinton & Eglinton, 2008). En conjunto, la composición de las ceras en los sedimentos es una mezcla de diversas vías de origen, que varían debido a factores como la cobertura vegetal en la región fuente, la estructura de la cuenca, la influencia de la deposición atmosférica y la posibilidad de que los n-alcanos provengan de fuentes distintas a las hojas, como las raíces (principalmente en los humedales D. He et al., 2020), fuentes microbianas y deposición de aerosoles.

Para su análisis, se han establecido varias proporciones o ratios diagnósticos e índices moleculares basados en la abundancia relativa de compuestos individuales. Estos incluyen:

- El índice de preferencia de carbono (CPI), que es un indicador de preservación de la materia orgánica (MO).
- La proporción acuática terrígena (TAR).

- La proporción de plantas acuáticas (Paq).
- La proporción natural de n-alcanos (NAR).
- La longitud promedio de la cadena (ACL), que está relacionada con cambios en la disponibilidad de humedad, con longitudes de cadena más largas predominando en ambientes más áridos (Rao et al., 2009).

La mayoría de los estudios de n-alcanos como biomarcadores depende en gran medida de estas proporciones diagnósticas, por lo que estos ratios se aplican ampliamente a extractos de sedimentos para caracterizar el origen de la MO (Poynter & Eglinton, 1990 ; Marzi et al., 1993; Mille et al., 2007).

Además, la información adicional sobre la fuente de estos compuestos se puede dilucidar mediante mediciones isotópicas tanto del sedimento a granel como de los compuestos individuales. Dado que los n-alcanos impares son más abundantes, muchos estudios se centran principalmente en el $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y el $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de estos compuestos.

4.7 Conceptos de Fraccionamiento Isotópico y el Ciclo Hidrológico.

El fraccionamiento isotópico se produce debido a las diferencias en el flujo entre isótopos, que tienen masas distintas, lo que genera un intercambio durante cambios de fase o estado físico, como en los procesos de evaporación, condensación, convección y sublimación. Esto da lugar a una concentración desproporcionada de isótopos ligeros y pesados entre las diferentes fases de un mismo compuesto (R). El fraccionamiento isotópico puede expresarse mediante una constante δ , que representa la relación entre el intercambio isotópico de un reactante y un producto con la misma composición química.

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{reactante}}}{R_{\text{Producto}}} \right) \dots\dots \text{Ecuación (1)}$$

El fraccionamiento isotópico se basa en las diferencias de energía en la unión química entre los isótopos ligeros y pesados de un compuesto. La disparidad en la fuerza de las uniones isotópicas se refleja en su reactividad química: a mayor peso isotópico, se

requiere más energía potencial para romper la unión. En otras palabras, la energía necesaria para romper una unión química, lo cual es esencial para que ocurra el intercambio isotópico, varía entre moléculas con masas diferentes, según Clark y Fritz (1997). Además, la gravedad puede influir en la segregación entre isótopos, limitando la movilidad de los más pesados (citado en James Apaéstegui Campos, 2014).

En reacciones en equilibrio termodinámico, las uniones químicas e intermoleculares se rompen y reorganizan constantemente. Estadísticamente, las uniones más fuertes perduran más tiempo que las débiles, lo que implica que los isótopos más pesados tienden a ser más abundantes en la fase líquida durante la condensación. En las fases sólidas de reacciones de precipitación mineral o en las fases acuosas de cambios de fase vapor-líquido, la proporción de isótopos pesados respecto a los ligeros será mayor.

Los valores isotópicos se expresan mediante la notación delta (δ), que compara las razones entre el isótopo ligero y pesado (R) de la muestra con respecto a un estándar. Este método facilita la medición y el cálculo de las variaciones relativas de las razones isotópicas, en lugar de concentraciones absolutas.

La abundancia de las razones isotópicas se expresa con la notación delta (δ), comparando las razones entre el isótopo ligero y pesado (R) de la muestra respecto a un estándar:

$$\delta_{\text{muestra}} = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{Estandar}}} - 1 \right) * 10^3\text{‰} \quad \dots \dots \dots \text{Ecuación (2)}$$

Los valores de δ son positivos cuando la muestra tiene más isótopos pesados que el estándar, indicando enriquecimiento, y negativos cuando la razón isotópica de la muestra es menor que la del estándar.

4.7.1 Fraccionamiento Isotópico en los alcanos de las ceras de plantas:

Las variaciones isotópicas en los alcanos dependen del tipo de vegetación y los lípidos presentes, contribuyendo a la heterogeneidad de los biomarcadores. Factores como la taxonomía de las plantas (Rommerskirchen et al., 2006) y las condiciones ambientales

(Schefuss et al., 2003; Hughen et al., 2004; Sachse et al., 2009) influyen en sus distribuciones moleculares (citado en Tipple & Pagani, 2013).

Los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de las ceras vegetales reflejan el agua ambiental, pero también son afectados por procesos hidrológicos locales y efectos isotópicos de la biosíntesis. La fisiología de la planta, como la evapotranspiración, tiene un impacto más significativo en el $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ que la vía bioquímica. (Sessions et al., 1999 ; Huang et al., 2004 ; Billault et al., 2012)

Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ son altamente sensibles a factores bioclimáticos como temperatura, agua disponible, concentraciones de CO_2 y tipos de vegetación ((J. Liu et al., 2022a). Numerosos estudios indican también que se ven influenciados por factores geoambientales como la luz, aridez y altitud (J. Liu & An, 2020). Estos indicadores son esenciales para reconstruir contextos paleoclimáticos y paleoecológicos. Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ permiten distinguir entre plantas C3 y C4, lo que es clave para inferir cambios en temperatura y aridez. Las plantas C3 muestran valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ entre -24‰ y -34‰, mientras que las C4 tienen valores entre -6‰ y -19‰, y las algas entre -12‰ y -23‰ (Smith & Epstein, 1971).

4.7.2 Variables que afectan las Fuentes de Agua e influyen en el $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$.

Diferentes organismos utilizan diferentes reservorios de agua ambiental como fuentes de hidrógeno. A continuación, discutimos las principales variables ambientales que afectan las fuentes de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$:

a) Precipitación y Vapor Atmosférico: La composición de $\delta^2\text{H}$ varía significativamente en el espacio y en el tiempo, lo cual puede explicarse principalmente por procesos de tipo Rayleigh durante la evaporación y condensación del agua (Craig, 1961 ; Gat, 1996). Cuando el agua marina ($\delta^2\text{H} = 0$) se evapora, el vapor resultante se empobrece en el isótopo pesado deuterio (^2H o D), debido a que el agua ligera H_2^{16}O tiene una mayor

presión de vapor y se evapora más rápido que el agua pesada $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$. Al condensarse y precipitarse, la lluvia resultante se enriquece en deuterio (D) en comparación con el vapor de agua, que se empobrece en D.

Dansgaard identificó diversos factores ambientales relacionados con los patrones espaciales y temporales del $\delta^2\text{H}$ (Dansgaard, 1964).

- **Efecto continental:** A medida que las masas de aire pierden progresivamente humedad sobre los continentes, la pérdida preferencial del isótopo de hidrógeno (H^2) conduce a una evolución de la precipitación hacia valores más bajos de $\delta^2\text{H}_p$ en el interior del continente.
- **Efecto de temperatura:** En regiones con variabilidad de temperatura, el proceso de precipitación se relaciona fuertemente con ésta. Además, el equilibrio en el fraccionamiento isotópico entre vapor y condensado aumenta con la temperatura; por ejemplo, a 25°C , el agua líquida está enriquecida en $\text{H}^1\text{H}^2\text{O}^{16}$ en aproximadamente un 74% en relación con su fuente de vapor, mientras que, a temperaturas más frías, el fraccionamiento es mayor (101% a 0°C).
- **Efecto de cantidad de precipitación:** En regiones tropicales caracterizadas por una limitada variación de temperatura, pero con una fuerte estacionalidad de precipitaciones, la composición isotópica de éstas, está relacionada con la cantidad de precipitación, con mayor reducción de D a tasas de precipitación más altas.
- Las Influencias fisiológicas y climáticas en los valores de n-alcano $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de las plantas/hojas.

Estos factores, combinados con otros influyen en el origen y transporte de la humedad atmosférica (por ejem. la circulación atmosférica, los patrones espaciales de tasas de evapotranspiración), conducen a la variación de los isótopos en la precipitación atmosférica a lo largo del espacio y tiempo (G. Bowen, 2010 ; Z. Liu et al., 2010). En

particular, el efecto de temperatura es prominente en muchas regiones fuera de los trópicos, mientras que el efecto de cantidad es más prominente en latitudes tropicales (G. J. Bowen, 2008). En otros casos, las proporciones de isótopos de precipitación pueden servir como un indicador más integrado de los cambios en la circulación atmosférica o la variabilidad en los modos climáticos (Baldini et al., 2008).

b) Fuentes de Agua para Organismos Acuáticos y Terrestres:

Organismos acuáticos: La mayoría de los organismos acuáticos, como cianobacterias, algas y plantas acuáticas, absorben agua de precipitación acumulada en lagos, turberas y ríos. Estos cuerpos de agua reflejan los efectos espaciales y temporales discutidos anteriormente, influenciados por el tamaño de la cuenca. En regiones áridas, donde la evaporación supera a la precipitación, los cuerpos de agua superficial se enriquecen en H^2 , y los valores de δ^2H del agua de los lagos registran el grado de evaporación.

Plantas terrestres: Las plantas terrestres obtienen agua principalmente del suelo, siendo crucial la humedad del suelo. En algunos ecosistemas, también pueden utilizar niebla, rocío, agua de nubes o agua subterránea (Dawson, 1998; Dawson & Ehleringer, 1993). La precipitación es la fuente principal de agua para el suelo y el agua subterránea, y la variabilidad isotópica del agua en el suelo refleja un promedio ponderado de las entradas de precipitación. En climas áridos, la evaporación superficial puede enriquecer el agua en deuterio (H^2), aunque las plantas adaptadas a estos entornos suelen tener raíces profundas que les permiten acceder a agua menos afectada por la evaporación, como la que proviene de horizontes más profundos o fuentes subterráneas (Dawson, 1998). A gran escala espacial, el δ^2H en las plantas sigue generalmente el patrón de la precipitación.

4.8 Influencias fisiológicas y climáticas en los valores δ^2H_{wax} n-alcenos de plantas.

Los estudios han demostrado que la relación entre los valores δ^2H_{wax} de los n-alcenos en plantas y las condiciones climáticas es compleja y puede variar según la región y la

especie vegetal. Sin embargo, en general, estos valores son útiles para reconstruir cambios en la disponibilidad de agua y la humedad ambiental del pasado, lo que proporciona información importante sobre la variabilidad climática a lo largo del tiempo.

Los valores $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de n-alcenos de plantas están influenciados por una combinación de factores fisiológicos y climáticos (Billault et al., 2012).

- **Influencias fisiológicas:** Los n-alcenos son sintetizados por plantas y su composición isotópica está influenciada por procesos metabólicos y bioquímicos. El Fraccionamiento isotópico ocurre durante su síntesis en las células de las hojas, lo que puede generar variabilidad en los valores $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$. Este Fraccionamiento está relacionada con la tasa de crecimiento de la planta y su estado fisiológico, lo que puede influir en la proporción de D respecto al hidrógeno (H) en los n-alcenos.
- **Influencias climáticas:** Los valores $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de los n-alcenos también están influenciados por las condiciones climáticas en las que crecen las plantas. La composición isotópica del agua de fuente que las plantas toman del suelo está relacionada con la precipitación y la humedad ambiental. En regiones donde la precipitación es más enriquecida en D, se espera que los $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ n-alcenos también reflejen esta señal isotópica.

4.8.1 Fraccionamientos aparentes entre los lípidos y el agua de precipitación.

El fraccionamiento aparente se refiere a las diferencias en las composiciones isotópicas de los lípidos presentes en las hojas de las plantas y el agua de precipitación que las alimenta. En otras palabras, se analiza cómo varían los isótopos presentes en los lípidos de las plantas en comparación con los isótopos del agua de lluvia que las plantas absorben a través de sus raíces.

Cuando las plantas crecen, toman agua del suelo a través de sus raíces, y parte de esta agua es utilizada para la síntesis de los lípidos presentes en las hojas. Los isótopos del

agua de precipitación (principalmente H y O) se incorporan en los lípidos durante este proceso.

La relación entre los isótopos en los lípidos de las plantas y los isótopos en el agua de lluvia depende de varios factores, incluyendo:

- **Clima:** Las condiciones climáticas, como la temperatura y la humedad, pueden afectar el fraccionamiento isotópico. Por ejemplo, en climas más fríos, se puede observar un mayor fraccionamiento entre los lípidos y el agua.
- **Disponibilidad de agua:** La fuente y la cantidad de agua disponible para las plantas también pueden influir en el fraccionamiento isotópico.
- **Tipo de planta:** Diferentes tipos de plantas pueden tener fraccionamientos isotópicos distintos, dependiendo de sus adaptaciones y procesos metabólicos.

El análisis de los fraccionamientos aparentes entre los lípidos y el agua de precipitación se lleva a cabo mediante técnicas de espectrometría de masas y análisis isotópico, lo que permite medir las proporciones de diferentes isótopos presentes en las muestras y calcular las diferencias relativas. Estos estudios son importantes para comprender mejor los ciclos biogeoquímicos y las interacciones entre los seres vivos y el medio ambiente.

Para tener en cuenta las variaciones de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ causadas por variables distintas a la precipitación, los datos de $\delta^2\text{H}$ pueden presentarse como fraccionamientos aparentes entre los lípidos y el agua de precipitación, o el/w . Los valores de el/w en las plantas superiores incorporan tres fuentes potenciales de fraccionamiento (Figura 10): evaporación del agua del suelo, transpiración del agua de las hojas y fraccionamiento biosintético.

El fraccionamiento biosintético está determinado por la vía biosintética, pero la importancia relativa de la evaporación del agua del suelo y la transpiración del agua de las hojas en los valores $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de las ceras foliares solo se comprende de manera limitada. Esta falta de comprensión se debe en gran medida a la disponibilidad limitada de estudios

experimentales bajo condiciones ambientales controladas y/o conjuntos de datos emparejados de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y de isótopos de agua de origen vegetal (agua del suelo, del xilema y de las hojas) (Sachse et al., 2006).

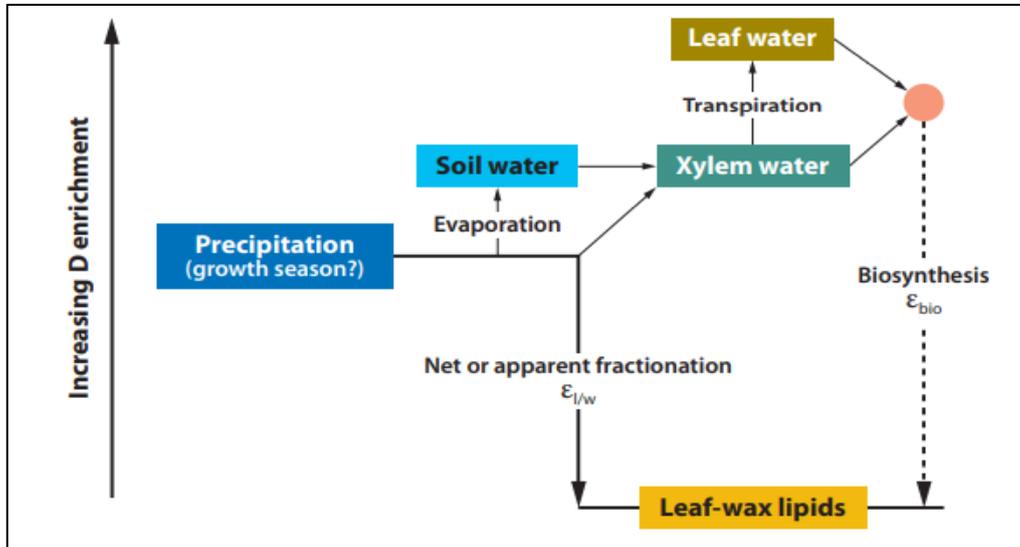


Figura 10. Diagrama conceptual que describe las relaciones isotópicas de hidrógeno entre la precipitación y los n-alcenos de cera en hojas de plantas terrestres (no a escala). El punto rojo ilustra una reserva de agua biosintética hipotética, es decir, una mezcla potencial de diferentes reservas de agua dentro de la hoja y la última fuente de hidrógeno para la biosíntesis de lípidos. Modificado de Sachse et al. (2006) y Smith & Freeman (2006). Abreviaturas: ϵ_{bio} , fraccionamiento isotópico de hidrógeno biosintético; $\epsilon_{\text{l/w}}$, fraccionamiento isotópico entre lípidos y agua de origen. Fuente: (Sachse et al., 2012)

La diferencia isotópica entre el valor $\delta^2\text{H}$ del agua del lago y el valor $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de los n-alcenos, el $\epsilon_{\text{alkane/water}}$ se calcula usando la siguiente ecuación (Sachse et al., 2004).

$$\epsilon_{\text{alkane/water}} = 1000 \cdot \left(\frac{\delta D_{\text{alkane}} + 1000}{\delta D_{\text{water}} + 1000} - 1 \right) \quad \dots \text{Ecuación (3)}$$

Donde:

$\epsilon_{\text{alkane/water}}$: fraccionamientos aparentes entre los lípidos de alcanos y el agua de precipitación.

δD_{alkane} : Señal isotópica del deuterio en el alcano.

δD_{water} : Señal isotópica del deuterio del agua.

5 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

5.1 Tipo de estudio

Estudio longitudinal – retrospectivo, se evaluarán las variables en un determinado periodo entre 17000 años B.P. hasta la fecha en que se extrajo el núcleo 2021. Además, por la finalidad de la investigación, es descriptivo porque detallaremos la variabilidad hidroclimática durante el periodo mencionado.

5.2 Población de estudio

Núcleo de Sedimento lacustre de 6 metros denominado CHA 21- 4 (Figura 11), extraído de la laguna Isquina Sacacani, ubicada en el altiplano cuzqueño, Perú (Figura 12). Recolectado con el apoyo del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) y de la Universidad Peruana Cayetano Heredia (UPCH).

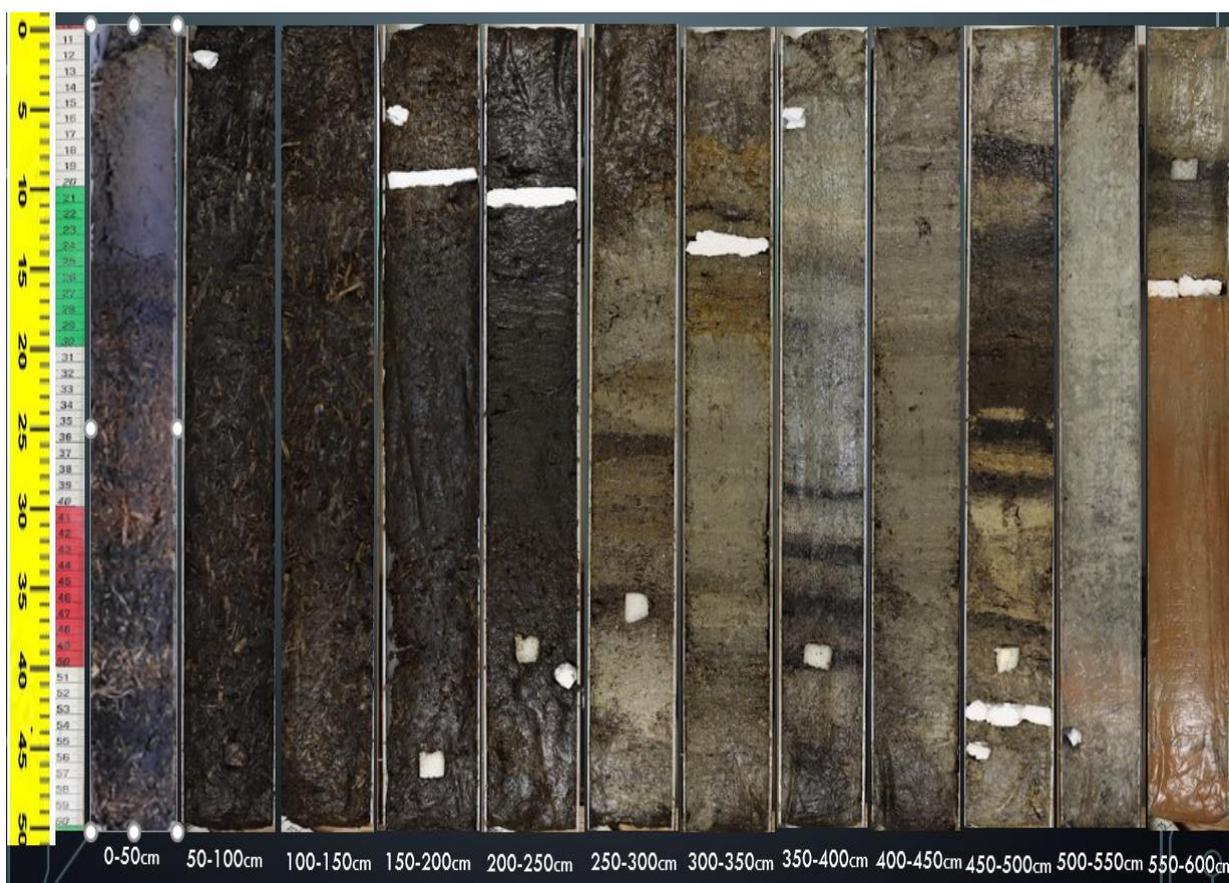


Figura 11. Núcleos de CHA 21-4, 6 metros.

5.3 Muestra de estudio

La muestra de estudio corresponde a submuestreos de 1cm^3 en los sedimentos del testigo CHA 21- 4, que tiene una longitud de 600cm.

En específico las muestras extraídas en estudio son:

- Material en bulk del sedimento lacustre para análisis de ^{14}C y ^{210}Pb / ^{137}Cs para datación.
- Lípidos/Ceras de los n-alcanos de paleo - vegetación contenidos en el sedimento lacustre.

5.4 Lugar de Estudio

Localizado en los andes centrales de Sudamérica, la Laguna endorreica Isquina Sacacani, pertenece al altiplano cuzqueño, a 37 km de la ciudad de Sicuani, con coordenadas de $14^{\circ}14'17''\text{S}$, $71^{\circ}3'3''\text{O}$ y a 4291 m.s.n.m., (Fig.13).



Figura 12. Laguna Isquina Sacacani.

El área de estudio se sitúa entre la imponente Cordillera Occidental, con altitudes que superan los 6 km, y la Cordillera Oriental. Más precisamente, está ubicada en el Altiplano,

que se encuentra a 1.5 km por debajo de la Cordillera Occidental y al menos 0.5 km por debajo de los picos más altos de la Cordillera Oriental. Fig 14.

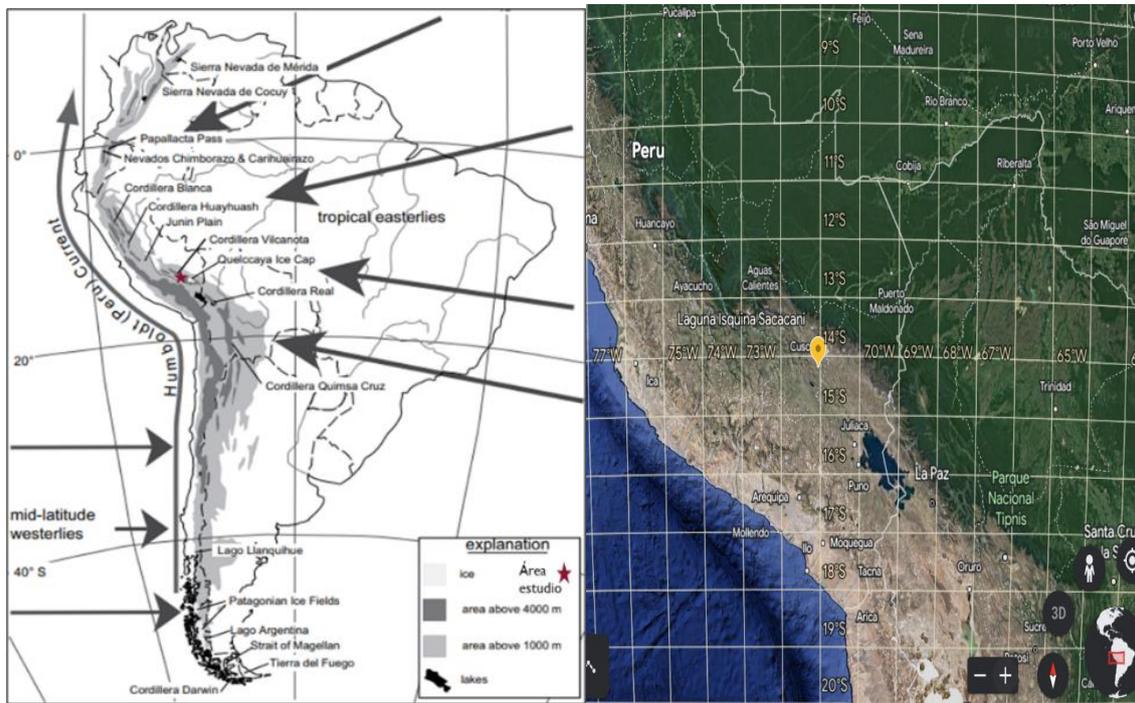


Figura 13. Lugar de Estudio. Gráfico modificado de Donald T. Rodbell et al., (2009) y Google Earth.

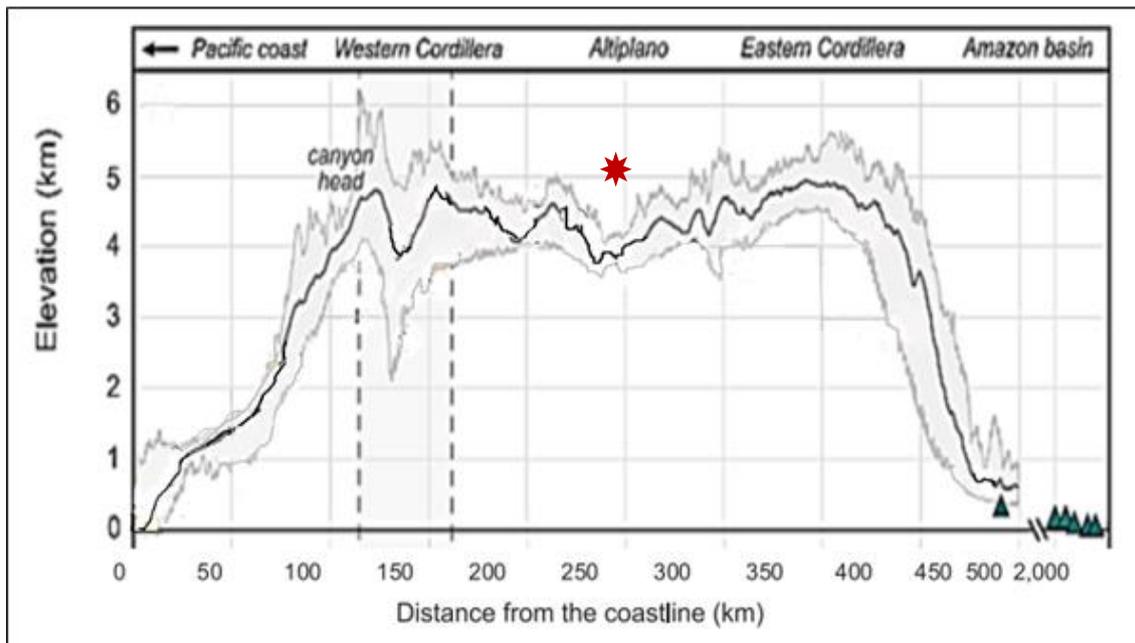


Figura 14. Transectos a lo largo de los Andes Centrales del Perú de elevaciones en un perfil topográfico moderno. Modificado de White et al., (2024). Estrella indica el lugar de estudio.

5.5 Operacionalización de las variables.

De acuerdo a nuestros objetivos de estudio, se definieron variables independientes y dependientes. Las variables independientes fueron aquellas que se midieron y las variables dependientes fueron los resultados de cálculos a partir de las independientes.

Variable explicativas o independientes

- Actividad radioactiva de compuestos orgánicos del ^{14}C y $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ en muestras de sedimento analizadas.
- Variabilidad de la vegetación: Los cambios en la vegetación y su cobertura en las zonas aledañas y dentro de la laguna.
- Cambios hidro climáticos regionales y patrones de variabilidad climática global, como cantidad de radiación solar recibida, cambios en la posición de la ZCIT.

Variables respuesta o dependiente

- Datación cronológica del bulk de sedimento.
- Producción y distribución en ug de los n-alcanos de cada muestra, disgregados por cadenas a lo largo del sedimento.
- Ratios y/o proporciones entre los n-alcanos de cadena media y larga por muestra de sedimento analizado.
- Señal isotópica de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ de los n-alcanos de la Paleo vegetación preservada en el sedimento.

5.6 Procedimientos y técnicas.

En el contexto de nuestro estudio, en el cual se busca obtener información valiosa a partir de biomarcadores contenidos en el sedimento lacustre, con el propósito de determinar y comprender la variabilidad del hidro clima en el altiplano cuzqueño frente a la variabilidad climática global durante los últimos 17 mil años y su relación con la evolución de la paleo-vegetación.

Tenemos el siguiente Modelo conceptual de la investigación:

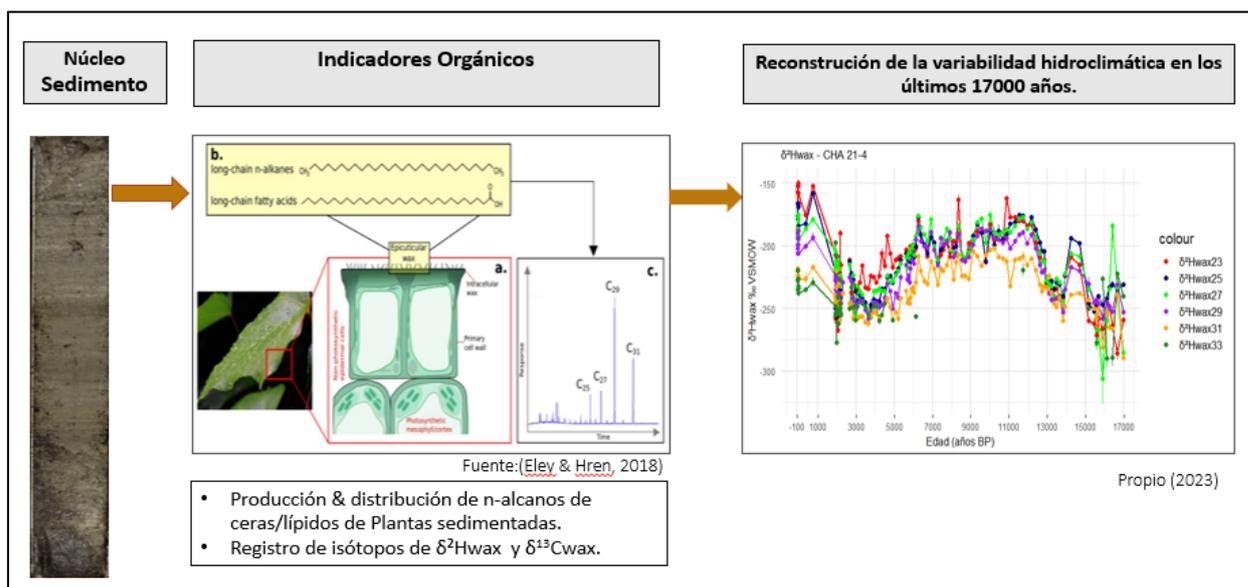


Figura 15. Modelo Conceptual de la investigación.

5.6.1 Extracción del núcleo sedimentario.

El núcleo de sedimento en estudio denominado CHA 21- 4, tiene un total de 12 piezas de 50 cm cada una, con una longitud total de 600 cm; fue extraído del borde de la laguna endorreica Isquina Sacacani, mediante el uso de un barreno, en forma cilíndrica. La fecha de extracción fue en octubre del 2021.

5.6.2 Datación Geocronológica de las muestras.

En específico las muestras extraídas del sedimento lacustre CHA-21-4 para datación son:

- 13 muestras de sedimento bulk para análisis de ¹⁴C, profundidades de 26 a 596 cm, como se indica en la siguiente tabla 1.

Tabla 1. Profundidades en centímetros de muestras para análisis de ¹⁴C.

Análisis	Lab.ID	Profundidad (cm)
¹⁴ C	CHA21-26	26
¹⁴ C	CHA21-41	41
¹⁴ C	CHA21-95	95
¹⁴ C	CHA21-195	195
¹⁴ C	CHA21-240	240
¹⁴ C	CHA21-286	286

¹⁴ C	CHA21-338	338
¹⁴ C	CHA21-389	389
¹⁴ C	CHA21-440	440
¹⁴ C	CHA21-489	489
¹⁴ C	CHA21-525	525
¹⁴ C	CHA21-559	559
¹⁴ C	CHA21-596	596

- Los 17 primeros cm del sedimento bulk para análisis de ²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs.

Los análisis se realizaron en Polonia y Francia, y la elaboración del Modelo de Edad Bayeciano se harán con ayuda del paquete Bacon del software R. 4.2.

Se construyó un modelo de edad/profundidad del testigo utilizando el paquete Bacon del software R 4.2, del cual se dedujo que la tasa de sedimentación ha sido relativamente constante, entre ~23 -34 mm/año, siendo la parte superior menos compacta que las demás partes del testigo.

5.6.3 Extracción de ceras/lípidos.

Para la obtención de ceras/lípidos de los n-alcános de las plantas por cadena individual contenidos en el sedimento, se hacen extracciones sucesivas por métodos físico-químicos. Estos resultados se derivan de un conjunto de 125 muestras de sedimento, con la siguiente resolución de análisis indicada en la Tabla 2, la data más detallada en el Anexo 1.

Tabla 2. Resumen de resolución espacial de muestras evaluadas en el Laboratorio.

Profundidad(cm)	Muestras	Intervalo Tiempo	Resolución años/muestra
0-12cm	12	(-67 a 748 años BP)	70
18-40cm	23	(1903 a 2192 años BP)	13
45-238cm	34	(2311 a 6107 años BP)	112
245-497cm	44	(6232 a 13908 años BP)	175
500-600cm	12	(14239 a 16976 años BP)	228
	Total = 125		

Las evaluaciones cuantitativas de los n-alcenos, que abarcan cadenas impares, desde n-C23 hasta n-C35 y cadenas pares, desde n-C24 hasta n-C34, se realizaron por un sistema acoplado cromatografía de gases más espectrometría de masa.

La ruta del procedimiento experimental es la que se indica en la Figura 16:

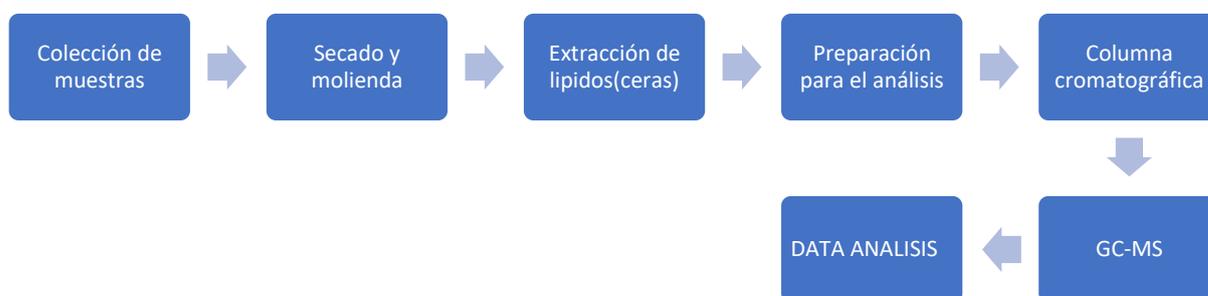


Figura 16. Ruta del proceso experimental de tratamiento de muestras de CHA 21-4.

5.6.4 Análisis de datos.

5.6.4.1 Interpretación de los Biomarcadores.

Para el análisis e interpretación de los alcanos extraídos, se establecieron proporciones e índices moleculares basados en la abundancia relativa de compuestos individuales, como el índice de preferencia de carbono (CPI), que indica la preservación de la materia orgánica, la proporción de plantas acuáticas (Paq) y la longitud promedio de la cadena (ACL), relacionada con cambios en la disponibilidad de humedad, siendo más largas en ambientes más áridos (Eley & Hren, 2018).

Adicionalmente, esta investigación, se centrará en el análisis de los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de los n-alcenos impares de plantas, ya que según Sachse et al., (2012), estos valores han revelado que variables ambientales como el régimen de precipitaciones y los cambios fisiológicos en la vegetación pueden influir en el fraccionamiento isotópico entre el hidrógeno del agua ambiental y los lípidos terrestres y/o acuáticos.

5.6.4.2 Reconstrucción de escalas temporales.

Para nuestro estudio necesarios evaluar los eventos climáticos más remarcables, así como establecer comparativos con otros registros regionales y globales. Por ello, se harán los ploteos y análisis de las siguientes series de tiempo:

- Concentración de alcanos Vs periodo 17000 años.
- Ratios como: Paq, ACL, CPI Vs. periodo 17000 años.
- $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ / $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de alcanos Vs periodo 17000 años.

5.6.4.3 Análisis estadístico descriptiva.

- Para el análisis de amplitud y rango de los valores de los indicadores se utilizaron Boxplots.
- Se realizó un análisis de correlación entre $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ para cada una de los alcanos a lo largo de los 17 mil años.

Todos los análisis estadísticos y gráficos se realizaron con los softwares de acceso libre R 4.2 y Python 3.1.

5.7 Plan de análisis.

Con la finalidad de conseguir nuestros objetivos, se diseñó el siguiente estudio:

5.7.1 Diseño para objetivo 1.

Para determinar la variación centenal a milenial de la composición y abundancia de los n-alcanos de los lípidos/ceras de la paleo-vegetación se realizaron análisis experimentales en el laboratorio de Paleo climatología Molecular del Instituto de Ciencias Marinas de Bremen (MARUM), en la Universidad de Bremen- Alemania, se empleó el método desarrollado por el Dr. Enno Schefuß et al.



Figura 17. Laboratorio Molecular Paleo-Climático (MARUM).

Según el diagrama de flujo de trabajo de la Figura 18, el procedimiento es el siguiente:

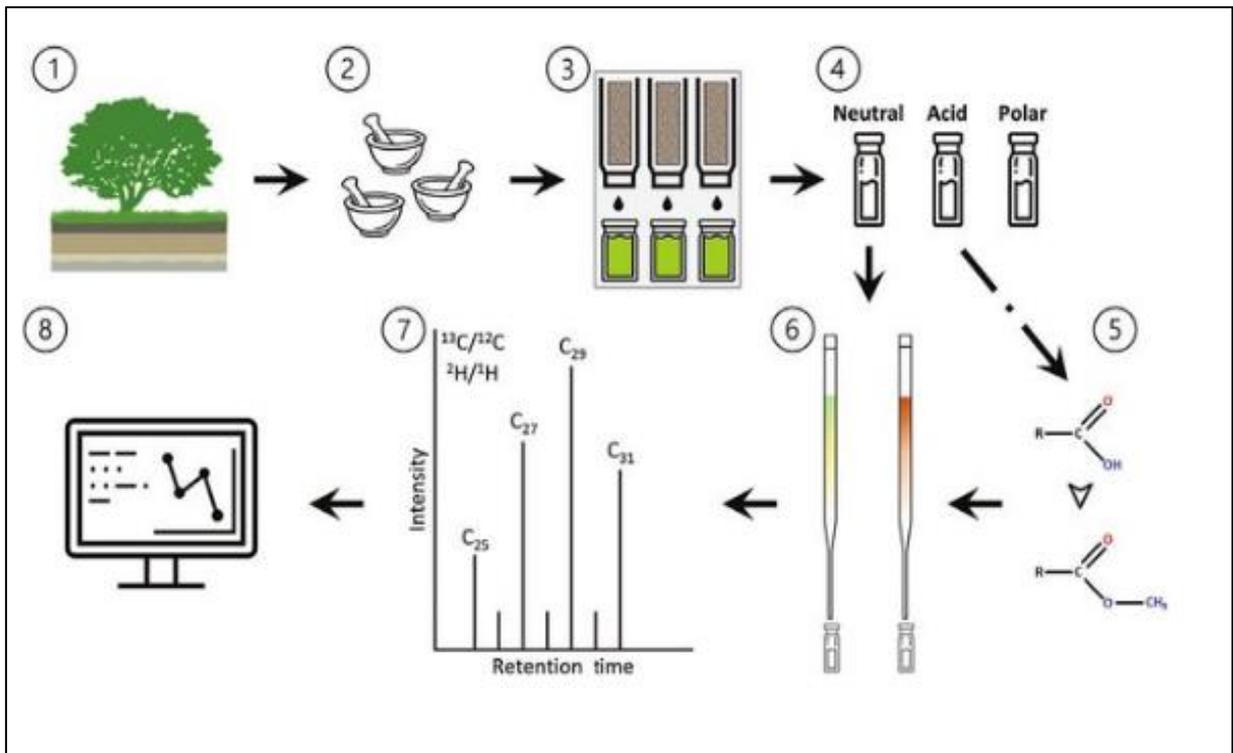


Figura 18. Flujo de trabajo de extracción y análisis de lípidos de cera de hoja para aplicaciones paleológicas. (Patalano et al., 2021)

- (1) Las muestras se recolectan en el campo de suelos o paleosuelos del borde de la laguna.
- (2) Se secan y homogeneizan, tiene un aspecto como indica la Figura 19.



Figura 19. Muestras secadas y homogenizadas.

(3) Se aplica la técnica de extracción de ceras/lípidos, donde los lípidos totales se recuperan de estos sedimentos mediante extracción a velocidad presurizada. Para ello, se utiliza el extractor de solventes acelerado ASE200 (Fig. 20) con una solución de diclorometano (DCM) y metanol (MeOH) en una proporción de 9:1 (volumen/volumen), sometiendo las muestras a una presión de 1000 psi y una temperatura de 100 °C durante tres ciclos de 5 minutos cada uno. Antes de la extracción, se agrega esqualeno en cantidades conocidas como estándar interno.



Figura 20. Extractor de solventes acelerado ASE200.

Los extractos totales de lípidos (TLEs) obtenidos se secan mediante un evaporador rotatorio Heidolph. (Figura 21).



Figura 21. Concentración de lípidos de los *n*-alcano extraídos y extracto final TLE.

(4) Posteriormente, los TLEs se saponifican en una solución de 0.1M de KOH en MeOH.

Vía reacción química a 85°C se obtiene el rompimiento de los enlaces de lípido-esteres (Figura 22). Finalmente, tras agregar agua bidestilada, se obtienen las fracciones neutras a través de una extracción líquido-líquido utilizando hexano.

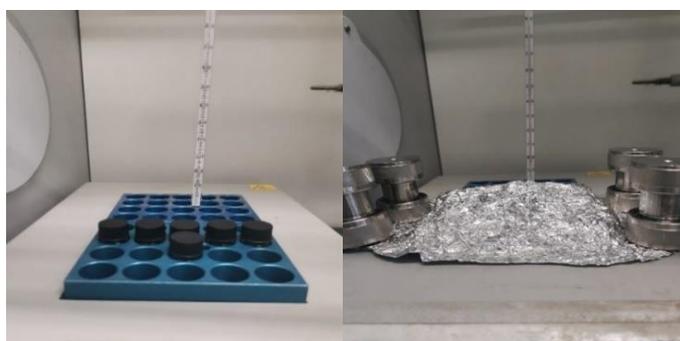


Figura 22. Saponificación a 85°C de las muestras extraídas.

(5) Se separan en fracciones neutras y acidas. Los alcanos se aíslan de la fracción neutra, (Fig. 23).



Figura 23. Separación de fases, fracción neutra.

(6) Las fracciones neutras se separan en columnas de pipeta de sílice desactivada (1% de H₂O) utilizando hexano, DCM y DCM: MeOH 1:1 como eluyentes para obtener fracciones Apolar-Alcanos, Cetónica y Polar respectivamente (Figura 24).



Figura 24. Separación de componentes vía columna.

Para purificar aún más las fracciones apolares, se utilizan columnas de SiO₂ recubiertas con AgNO₃ y se emplea hexano como solvente para eliminar compuestos insaturados. (Figura 25).

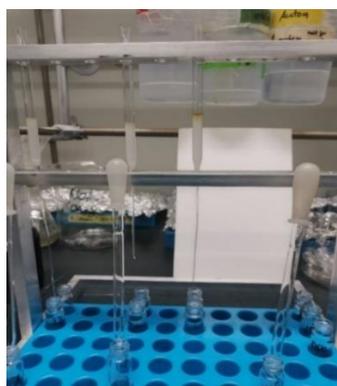


Figura 25. Remoción componentes no saturados.

(7) Se acondicionan las muestras y analizan por cromatografía de gases y espectrometría de masas (Fig. 26). La cuantificación de los n-alcanos se realiza mediante un cromatógrafo de gases Thermo Fisher Scientific Focus equipado con una columna Rxi-5ms de 30 m (30 m de longitud, 0.25 mm de diámetro y 0.25 μm de grosor) y un detector de ionización de llama (FID).



Figura 26. Acondicionamiento y muestra para FID – GC.

La cuantificación se logra comparando las áreas de los picos integrados con soluciones estándar externas, que contienen n-alcenos de diferentes longitudes de cadena. Los análisis repetidos de las soluciones estándar indicaron una reproducibilidad de cuantificación de <10%.

El cromatógrafo FID es utilizado para obtener el perfil y concentración de las diferentes cadenas de alcanos y así cuantificar sus valores por muestra. (Fig.27).

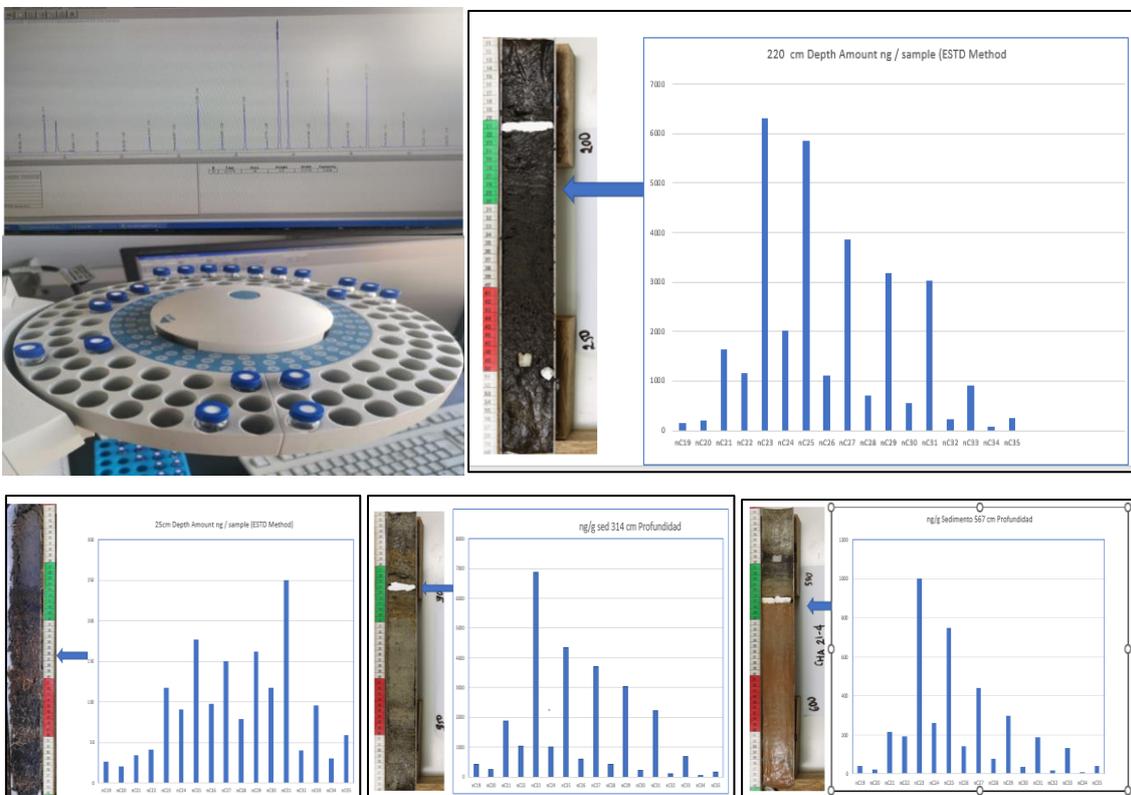


Figura 27. Evaluación de resultados de la CG, concentración y distribución de los n-alcenos.

5.7.2 Diseño para objetivo 2.

Con el objetivo de analizar la variabilidad de la composición isotópica ($\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$) de los n-alcanos en la paleo-vegetación durante los últimos 17000 años, se realizaron análisis específicos utilizando espectrometría de masas de razón isotópica.

Para el análisis de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de los n-alcanos, se utilizó un espectrómetro de masas MAT 253 (Thermo Fisher Scientific) acoplado a un GC IsoLink operado a 1,420 °C, conectado a un cromatógrafo de gases TRACE (Thermo Fisher Scientific) con inyector PTV y columna HP-5ms (30 m, 0.25 mm, 1 μm), como se muestra en la Figura 28. Cada muestra se analizó al menos dos veces cuando había suficiente material disponible. Los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ se calibraron utilizando gas de referencia H_2 con composición isotópica conocida y se expresaron en ‰ VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

La precisión y exactitud se verificaron usando un estándar interno de n-alcanos calibrado frente al estándar isotópico A4-Mix (proporcionado por A. Schimmelmann, Universidad de Indiana) cada seis mediciones, además de la determinación diaria del factor H^{3+} . La precisión se calculó comparando los valores obtenidos de cada medición estándar con la media a largo plazo, obteniendo un error de 1σ de <3‰. Para las muestras analizadas una sola vez, se consideró la precisión a largo plazo como el error analítico. Los factores H^{3+} variaron entre 5.3 y 5.6. La precisión y exactitud del estándar interno de esqualeno fueron de 2 y 3‰, respectivamente.

Por otro lado, los análisis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ de los n-alcanos se realizaron utilizando un espectrómetro de masas MAT 252 (Thermo Fisher Scientific) acoplado a una interfaz de cromatografía de gases-combustión (GC-C) con un catalizador de níquel a 1000°C. El cromatógrafo de gases TRACE (Thermo Fisher Scientific) se utilizó con inyector PTV y columna HP-5ms (30 m, 0.25 mm, 0.25 μm). Al igual que en los análisis de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, cada muestra se analizó al menos dos veces si había suficiente material disponible. Los valores

de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ se calibraron utilizando gas de referencia CO_2 con composición isotópica conocida y se expresaron en ‰ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

La precisión y exactitud se determinaron mediante mediciones de estándares de n-alcános calibrados frente al estándar isotópico A4-Mix cada seis mediciones. La diferencia entre las medias a largo plazo y los valores medidos de los estándares resultó en un error de 1 σ de <0.3‰. Para las muestras con un solo análisis, se asumió la precisión a largo plazo como el error analítico. La precisión y exactitud del estándar interno de esqualeno fueron de 0.3 y 0.2‰, respectivamente



Figura 28. Análisis de Isotopos $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ vía GC-MS.

5.7.3 Diseño para objetivo 3.

Con el propósito de realizar una comparación exhaustiva de todos los indicadores para diferenciar la influencia de procesos bioquímicos, fisiológicos, sedimentarios y geográficos locales de las influencias climáticas regionales, se procederá de la siguiente manera:

- Se establecerá una cronología precisa y detallada para el período de estudio. Esto incluirá la datación de los sedimentos mediante métodos como Carbono-14 (^{14}C) y las técnicas basadas en el exceso y la actividad radioactiva de ^{210}Pb y ^{137}Cs .

- Se generarán series de tiempo para los diferentes proxies utilizando las cronologías estimadas mediante el modelo de edad desarrollado con el paquete Bacon. Estas series serán analizadas exhaustivamente para identificar patrones, tendencias y eventos significativos, que ayuden a comprender la variabilidad climática.
- En cuanto al análisis e interpretación, los resultados de los proxies permitirán discernir los procesos biológicos, sedimentarios y geográficos locales que han influenciado la composición isotópica de los n-alcenos, así como identificar las influencias climáticas regionales y globales, y su relación con los cambios en la paleovegetación.
- Además, se identificarán los cambios en las condiciones de humedad/aridez, evaporación-precipitación, sedimentación, niveles del lago y vegetación para comprender mejor la variabilidad hidroclimática y los mecanismos subyacentes.

Este enfoque integral permitirá distinguir la influencia de los procesos locales, regionales y globales en la variabilidad hidroclimática a lo largo del tiempo, proporcionando una visión clara del contexto paleo-climático del altiplano.

5.7.4 Diseño para objetivo 4.

Las series de tiempo obtenidas en el diseño 3 se compararán con registros paleoclimáticos globales y regionales para contextualizar los cambios climáticos locales en un marco más amplio. Esta comparación permitirá determinar si los cambios observados en la región de estudio coinciden con las variaciones climáticas globales o si presentan características específicas a nivel regional durante los últimos 17 mil años.

Con base en los resultados del análisis, se desarrollará una interpretación paleo-climática para la región de estudio. Se destacarán los cambios climáticos significativos, se discutirán los posibles mecanismos detrás de estos cambios y se evaluarán sus implicaciones para comprender el clima pasado y futuro de la región.

5.8 Técnicas de análisis de datos.

La composición y distribución de los n-alcenos, junto con sus isótopos, proporcionan información clave sobre la evolución de la materia orgánica en los sedimentos a lo largo del tiempo. Estos datos servirán como indicadores de los cambios en la vegetación y las condiciones ambientales del altiplano. A continuación, se describen los cálculos realizados para su análisis.

5.8.1 Cálculo de *ratios* de abundancia y distribución de n-alcenos.

Según la literatura, las principales fuentes de n-alcenos en sedimentos lacustres son organismos acuáticos, es decir, bacterias fotosintéticas o algas, con n-alcenos de 15 a 19 carbonos, según Cranwell et al., (1987); Grimalt y Albaiges, (1987); Han and Calvin, (1969), plantas sumergidas o flotantes con n-alcenos de n-C21 a n-C25, de acuerdo a Baas et al., (2000); Ficken et al., (2000) y plantas vasculares terrestres con n-alcenos de n-C27 a n-C31, en concordancia con Eglinton & Hamilton, (1967); Meyers, (2003). En general, la abundancia y composición de biomarcadores pueden servir para identificar ecosistemas pasados y parámetros ambientales durante su formación, según Meyers, (2003); Meyers y Lallier-Verges, (1999). (citados en Mügler et al., 2008)

Para nuestro estudio se evalúan de 3 *ratios* de producción y distribución de los lípidos/ceras de plantas contenidos en el sedimento: Paq, CPI, ACL.

a) Paq (Proporción Acuática)

El Índice de Proporción de Alcanos de origen acuático (Paq) ofrece una estimación relativa de la contribución de las macrofitas acuáticas sumergidas o flotantes en la sedimentación en comparación con las especies emergentes y terrestres. Los valores del Paq se calculan mediante la ecuación 4 propuesta por Ficken et al., (2000):

$$\text{Paq} = \frac{(nC23+nC25)}{(nC23+nC25+nC31+nC33)} \quad \dots \dots \text{Ecuación (4)}$$

Donde:

nC23, nC25: representan las abundancias de alcanos de origen acuático.

nC31, nC33: representan las abundancias de alcanos de origen terrestre.

Cuando los valores de Paq son superiores a 0.4, se supone que la contribución de macrofitas sumergidas/flotantes al total de la piscina de n-alcanos es alta, mientras que se supone que es insignificante cuando los valores de Paq están por debajo de 0.1. Los valores intermedios, $0.1 < \text{Paq} < 0.4$, corresponden a una colonización de los bordes del lago por macrofitas emergentes. Este índice también podría utilizarse para reconstruir fluctuaciones pasadas en el nivel del lago, si asumimos que un lago poco profundo será más propenso a la colonización por vegetación (Coffinet, 2015).

b) Índice de preferencia de carbono (CPI)

Los valores del índice de preferencia de carbono (CPI) de los n-alcanos se calculan usando la Ecuación 5 modificada a partir de Cranwell, (1984) y Ratnayake et al., (2006) (citados en Rao et al., 2009):

$$\text{CPI} = 0.5 * \left[\frac{(\text{nC25}+\text{nC27}+\text{nC29}+\text{nC31}+\text{nC33})}{(\text{nC24}+\text{nC26}+\text{nC28}+\text{nC30}+\text{nC32})} + \frac{(\text{nC25}+\text{nC27}+\text{nC29}+\text{nC31}+\text{nC33})}{(\text{nC26}+\text{nC28}+\text{nC30}+\text{nC32}+\text{nC34})} \right] \dots\dots \text{Ecuación (5)}$$

Donde:

nC24, nC25, ..., nC34 representan las abundancias de alcanos de cadena de carbono específica en la muestra analizada.

El Índice de Preferencia de Carbono (CPI) se utiliza para determinar el origen biológico, la madurez de los sedimentos, y las condiciones paleoambientales. Este índice se basa en la predominancia de cadenas moleculares con números de carbono impares sobre los pares, ya que las cadenas con números de carbono impares son más comunes en los alcanos biogénicos. Un CPI elevado sugiere una mayor contribución de plantas terrestres en la región donde se formaron los sedimentos, mientras que un CPI bajo podría indicar una mayor contribución de materia orgánica acuática, como fitoplancton o algas.

Estudios previos han demostrado que los valores del CPI disminuyen gradualmente durante la descomposición de las hojas en el suelo o sedimento, principalmente debido a los efectos microbianos (Cui et al., 2008). En cuanto a la relación entre el clima, el efecto microbiano y el CPI, se ha sugerido que la aridez (disponibilidad de agua) es el factor climático clave para controlar los procesos microbianos (Luo et al., 2011). Aunque la temperatura también influye en la actividad microbiana, esta depende principalmente del agua, que actúa tanto como medio de transporte como solvente en reacciones biológicas y químicas. Así, la aridez limita más la actividad microbiana que la temperatura en ambientes lacustres.

En este contexto, el CPI también está correlacionado negativamente con la humedad relativa, la precipitación y la temperatura, según estudios de Luo et al., (2012). Por lo tanto, los cambios en el CPI pueden reflejar variaciones en la degradación microbiana durante períodos húmedos, o cambios en el bioma local durante períodos áridos, en respuesta a las fluctuaciones en las precipitaciones. En resumen, las variaciones en el CPI pueden estar asociadas a diferencias en la actividad microbiana y en la composición de la vegetación local, que responden a cambios en los patrones de precipitación.

c) Longitud de cadena promedio ACL

Los valores de longitud de cadena promedio se calculan utilizando una fórmula modificada de Poynter J. & Eglinton G., (1990) como sigue:

$$ACL = \frac{(25)nC25 + (26)nC26 + (27)nC27 + (28)nC28 + (29)nC29 + (30)nC30 + (31)nC31 + (32)nC32 + (33)nC33}{nC25 + nC26 + nC27 + nC28 + nC29 + nC30 + nC31 + nC33} \quad Ec(6)$$

El ACL, está relacionada con cambios en la disponibilidad de humedad, siendo más largas en ambientes más áridos (Hofmann et al., 2013). Se interpreta de la siguiente manera en el contexto paleo climático:

Valores bajos de ACL, indican una mayor contribución de plantas acuáticas o sumergidas. Esto se debe a que las plantas acuáticas y sumergidas a menudo producen n-alcanos con cadenas de carbono más cortas.

Valores altos de ACL, Indican una mayor contribución de plantas terrestres, porque éstas tienden a producir n-alcanos con cadenas de carbono más largas.

5.8.2 Análisis Isotópicos de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$.

En el contexto de nuestro estudio, la composición isotópica ($\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$) de los n-alcanos de la paleo-vegetación a lo largo de los 17000 años, se determinó con el sistema acoplado de espectrómetro de masas y cromatografía de gases (GC-MS) para cada muestra en el laboratorio MARUM.

Para los análisis de data e interpretaciones se llevará a cabo un análisis de biomarcadores que incorpora la utilización de análisis específicos de isótopos de hidrógeno y carbono de compuestos individuales (CSIA, por sus siglas en inglés),(Leng & Henderson, 2013), con el fin de discernir entre material autóctono y alóctono. El análisis de isótopos de hidrógeno y carbono específicos de compuestos de lípidos individuales amplía la aplicabilidad de los n-alcanos como biomarcadores con una identificación de fuente más precisa, gracias a los valores característicos específicos de cada fuente. Es así, que en muchos estudios paleo climáticos se considera que, en sedimentos lacustres, los n-alcanos de cadena larga (C27, C29, C31) registran la señal de $\delta^2\text{H}$ del agua meteorítica (Sachse et al., 2004; Mügler et al., 2008) y son considerados materiales alóctonos, mientras que los n-alcanos de cadena corta y media (C17, C19, C23, C25) parecen registrar los valores de $\delta^2\text{H}$ del agua del lago (Huang et al., 2004; Sachse et al., 2006; Hou et al., 2008), y representan material autóctono. Por las dificultades que existen en obtener una señal isotópica autóctona prístina (Huang et al., 2004), en general se utilizan las CSIA de biomarcadores sedimentarios.

En líneas generales, las variaciones $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de plantas tropicales reflejan principalmente las fluctuaciones en las precipitaciones continentales. Su composición isotópica en las regiones de latitudes bajas está estrechamente ligada a la humedad, ya que tasas más altas de precipitación tropical conducen a valores reducidos de $\delta^2\text{H}$ en la lluvia y viceversa, (Schefuß et al., 2005). Además, se sabe que, en regiones áridas como el Altiplano Cuzqueño, la señal de $\delta^2\text{H}$ del agua del lago y, por ende, la de los alcanos acuáticos pueden estar significativamente enriquecida por la evaporación. También, la influencia de la evapotranspiración en la señal de $\delta^2\text{H}$ del agua fuente en plantas terrestres es menor que el grado de enriquecimiento en el agua del lago. En consecuencia, se propone que los biomarcadores de origen terrestre son los mejores proxies del $\delta^2\text{H}$ del agua meteórica (Hou et al., 2008).

Dentro del estudio de isótopos, es necesario incorporar el uso de dos estándares: VSMOW (Viena Standard Mean Ocean Water) o Estándar Medio del Agua del Océano y el estándar VPDB (Viena Pee Dee Belemnite) para informar sobre las variaciones isotópicas de hidrogeno y carbono respectivamente.

La data resultante fue tratada de la siguiente manera: Para los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$, la data fue utilizada directamente, sin embargo, para el $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ fue necesario una corrección.

Corrección del $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ por cambio en el volumen global de hielo de casquetes.

Esta corrección, proporcional al cambio de nivel del mar, se calcula a partir de la reconstrucción de cambios del nivel del mar de Lambeck & Chappell, (2001) desde el UMG, y considerando un incremento isotópico de 1.05 ‰ VSMOW en el $\delta^{18}\text{O}$ del océano en el máximo glacial (Duplessy et al., 2002), que se multiplica por un factor de 8 para estimar el cambio del $\delta^2\text{H}$. Para corregir la curva del $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, se le sustrajo el valor del efecto de volumen del hielo sobre el $\delta^2\text{H}$ global según la cronología correspondiente.

6 RESULTADOS

6.1 Estratigrafía del Núcleo de Sedimento CHA 21-4.

La estratigrafía del núcleo de sedimento, compuesto por 12 segmentos de 50 cm cada uno y con una profundidad total de 6 metros, se presenta en la figura 29.

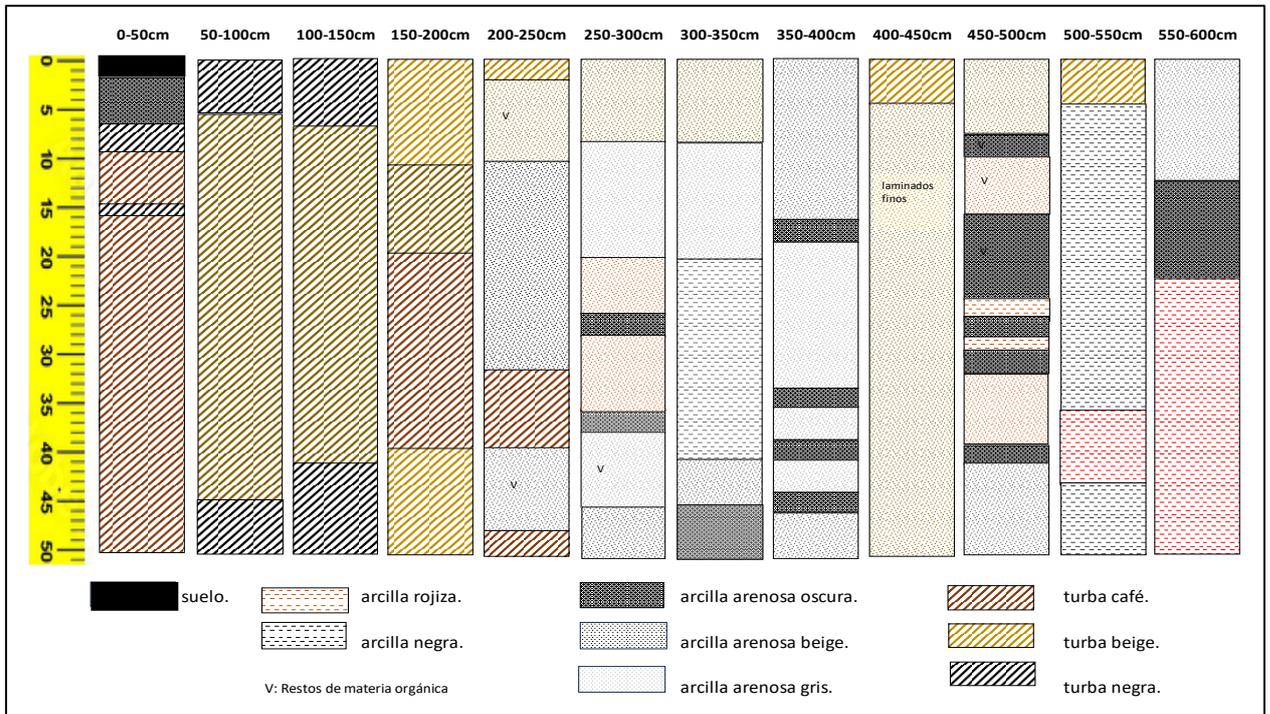


Figura 29. Estratigrafía de 6 metros del Núcleo de Sedimento CHA-21-4.

En el análisis de los primeros centímetros de la muestra, se revela la presencia de una capa superficial de suelo, que da paso a una estratificación de aproximadamente 10 centímetros de arcilla oscura. Más profundamente, entre los 10 y los 203 centímetros, se identifica una rica capa de turba de diferentes tonos (café, beige y negra). Continuando en la secuencia, desde los 203 hasta los 230 centímetros, se detectan secciones de arcilla que conservan macro restos vegetales.

La estratigrafía continúa con secciones intercaladas de turba y arcilla arenosa beige, abarcando desde los 230 hasta los 250 centímetros de profundidad. A partir de aquí, se inicia una nueva fase en la que predominan secciones de arcilla arenosa de diversos tonos, y esta tendencia perdura hasta los 320 centímetros de profundidad.

Siguiendo con el perfil estratigráfico, partiendo de los 320 cm, se aprecia una marcada transición hacia secciones de arcilla, que se extienden hasta los 340 centímetros, y luego se alternan nuevamente con capas de arena de distintas tonalidades hasta alcanzar los 400 centímetros de profundidad.

La secuencia continúa con una nueva capa de turba que abarca hasta los 405 cm, seguida de láminas de arena intercaladas con materia orgánica y ostrácodos hasta los 470 cm.

En los últimos metros de la estratigrafía, predominan capas de arcilla de tonalidades oscuras y rojas. Destacan particularmente una capa de arcilla clara seguida de otra oscura que se extiende desde los 550 cm hasta los 575 cm. La secuencia concluye con una capa de arcilla roja de alta densidad.

6.2 Modelo de Edad

Las muestras extraídas del sedimento lacustre CHA-21-4 para datación son:

- 13 muestras de sedimento bulk para análisis de ^{14}C entre profundidades de 26 a 596 cm (tabla 3).
- 17 muestras de los primeros cm del sedimento bulk para análisis de ^{210}Pb (tabla 4).

El Modelo de Edad basado en el exceso de ^{210}Pb y la actividad radioactiva del ^{137}Cs . Fue producido por A. Foucher (LSCE, France), y se presenta en Figura 29.

Tabla 3. Valores de datación en años BP de los primeros 17 cm del sedimento bulk para análisis de ^{210}Pb y ^{137}Cs .

Lab. ID	Profundidad (cm)	Edad (Años BP)	Error
CHA21-0	0.1	-72	0.1
CHA21-1	0.5	-69	0.2
	1	-67	0.4
CHA21-2	1.5	-64	0.6
	2	-61	0.8
CHA21-3	2.5	-59	1.0
	3	-55	1.2
CHA21-4	3.5	-52	1.5
	4	-48	1.7

CHA21-5	4.5	-44	2.0
	5	-40	2.3
CHA21-6	5.5	-36	2.6
	6	-32	2.9
CHA21-7	6.5	-28	3.2
	7	-25	3.4
CHA21-8	7.5	-21	3.7
	8	-16	4.1
CHA21-9	8.5	-11	4.4
	9	-6	4.7
CHA21-10	9.5	-2	5.1
	10	3	5.4
CHA21-11	10.5	8	5.8
	11	13	6.1
CHA21-12	11.5	18	6.5
	12	24	6.9
CHA21-13	12.5	30	7.4
	13	36	7.9
CHA21-14	13.5	43	8.3
	14	48	8.7
CHA21-15	14.5	52	9.0
	15	56	9.3
CHA21-16	15.5	59	9.5
	16	61	9.7
CHA21-17	16.5	64	9.8

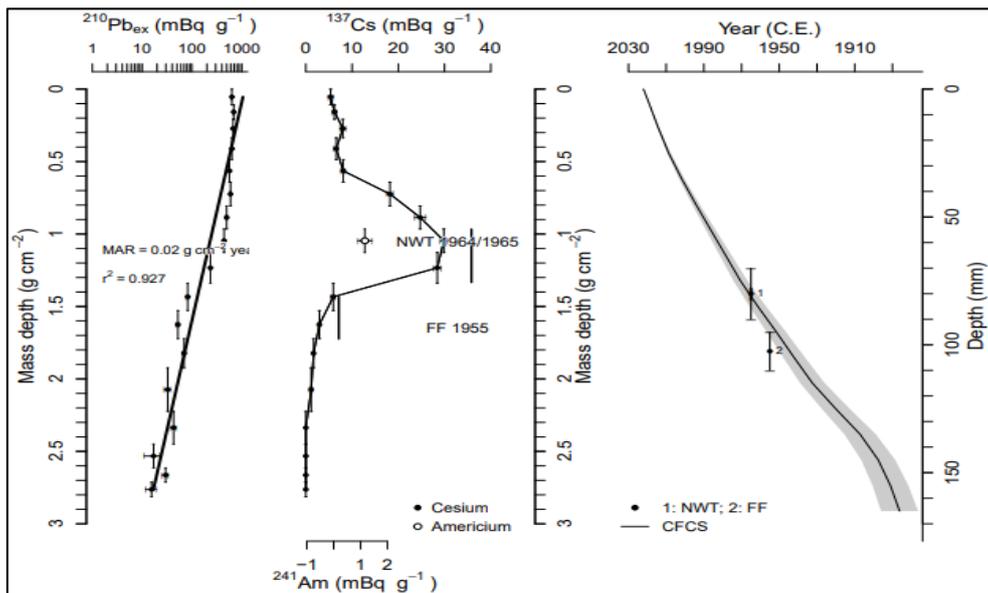


Figura 30. Modelo de Edad de los 17cm superiores en el testigo CHA21-4, basado en la actividad radioactiva de ^{210}Pb y ^{137}Cs . Producido por A. Foucher (LSCE, Francia).

Tabla 4. Valores de Datación en años BP del bulk de sedimento para análisis de ^{14}C .

Lab. ID	Profundidad (cm)	Edad (Años BP)	Error
CHA21-26	26	1965	30
CHA21-41	41	2225	30
CHA21-95	95	3040	30
CHA21-195	195	4960	30
CHA21-240	240	5220	30
CHA21-286	286	6575	30
CHA21-338	338	7980	50
CHA21-389	389	9485	40
CHA21-440	440	10630	30
CHA21-489	489	11710	50
CHA21-525	525	13410	70
CHA21-559	559	13330	70
CHA21-596	596	15730	100

Utilizando estas dos dataciones, se obtuvo el siguiente Modelo de Edad con el software R. 4.2. paquete Bacon (Figura 31).

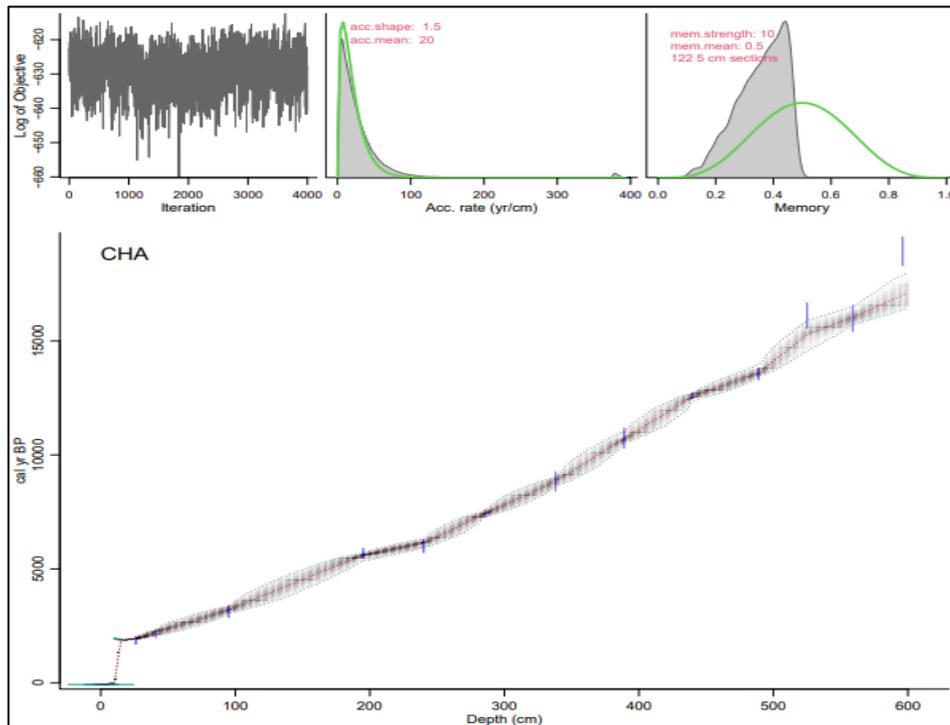


Figura 31. Modelo de Edad Bayeciano del registro CHA-21-4. Producido por paquete Bacon, software R.4.2, a partir de las Edades del Modelo ^{210}Pb y de las fechas ^{14}C .

De este modelo de edad, se dedujo que la tasa de sedimentación ha sido relativamente constante en la mayor parte del núcleo, en un rango de ~23 a 34 mm/año, siendo la parte

superior menos compacta en comparación con las secciones medias y más profundas. Sin embargo, también se observaron algunos tramos claramente discernibles donde esta tasa puede mostrar variaciones.

Estos resultados sugieren una estabilidad en el depósito de sedimentos a lo largo del tiempo, lo cual es crucial para obtener una reconstrucción climática confiable y detallada de la región.

6.3 Producción y Distribución de n-Alcanos.

En el contexto de nuestro estudio, hemos obtenido resultados del análisis cromatográfico que abarcan desde cadenas impares, desde n-C23 hasta n-C35 y cadenas pares, desde n-C24 hasta n-C34. Estos resultados se derivan de un conjunto de 125 muestras de sedimento, con esta resolución de análisis, la data más detallada en el Anexo 1.

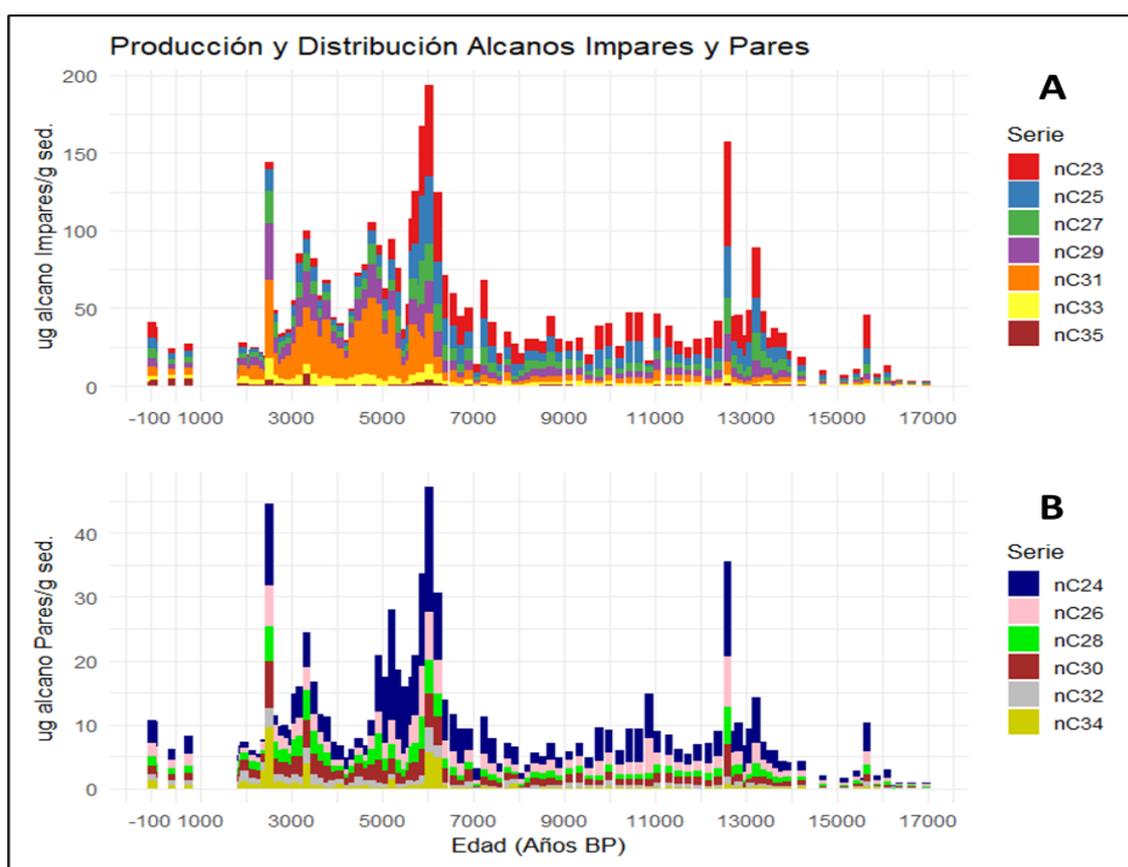


Figura 32. Producción y Distribución de las ceras/lípidos de los alcanos de las plantas, en ug por gramo de sedimento del registro CHA 21-4, a lo largo de los últimos 17 mil años B.P. (A) Serie de alcanos impares (Odd) desde n-C23 al n-C35. (B) Serie de alcanos pares (Even) desde n-C24 al n-C34.

Del set total de datos (ver Anexo 3), obtuvimos la siguiente gráfica (Fig. 32), que refleja la distribución por cada cadena de Alcanos.

Los análisis de lípidos de los sedimentos del núcleo indican la presencia de n-alcános impares de cadena de n-C23 a n-C35 con concentraciones entre aproximadamente 190 y 10 $\mu\text{g/g}$ de sedimento seco.

En cuanto a abundancia en el sedimento la presencia de alcanos impares supera en cinco veces a la de los alcanos pares. Ambos grupos de alcanos muestran tendencias y picos de productividad que coinciden en su mayoría en los mismos períodos.

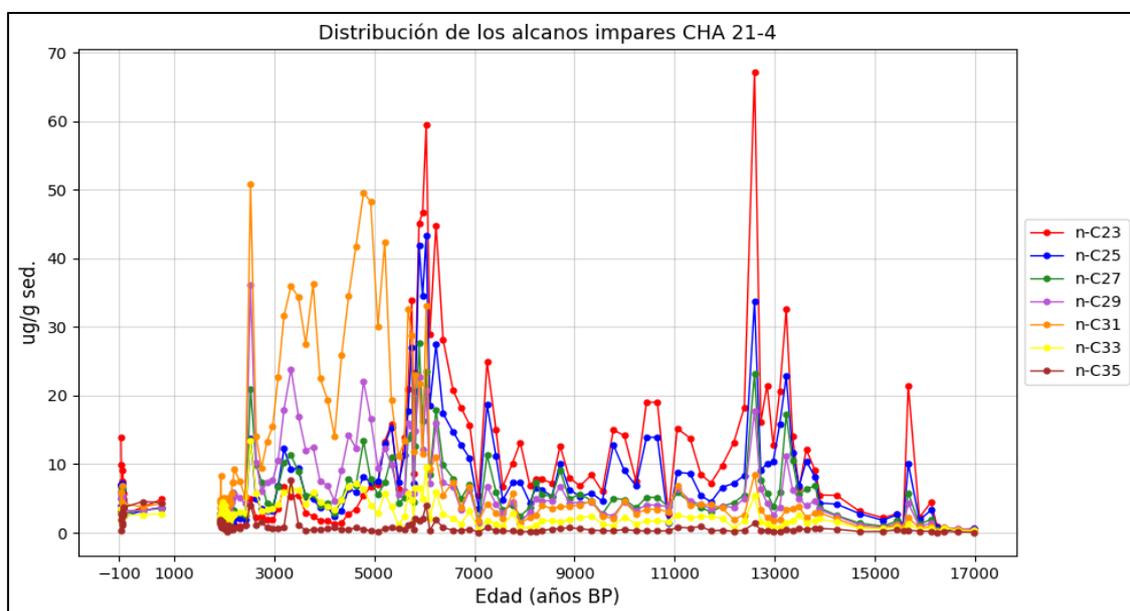


Figura 33. Serie de Tiempo de la Producción de alcanos impares (Odd) por $\mu\text{g/g}$ sedimento CHA-21-4 durante los últimos 17000 años B.P.

Con más detalle en la Fig. 33, se visualiza una tendencia interesante en la composición de los alcanos impares, en el período que abarca de 17000 hasta ~ 6000 años BP, correspondiente a una profundidad mayor a ~ 200 cm. Inicialmente, predominan los alcanos medios (n-C23 y n-C25), indicativos de materia orgánica acuática. Sin embargo, a medida que avanzamos hacia períodos menos antiguos, aumenta la presencia de alcanos más largos (n-C29 y n-C31), sugiriendo un mayor aporte de materia orgánica terrestre o mayor producción de estos alcanos por macrofitas sumergidas, ya que estas especies

reaccionan a la influencia medioambiental con un cambio favorable a sintetizar más homólogos de cadenas largas y no con un incremento en la producción total de lípidos, esto probablemente ocurre en lagos muy someros donde las macrofitas experimentan condiciones emergentes durante períodos de sequía (Aichner et al., 2010). En épocas más recientes, vuelven a predominar los alcanos medios. Además, las moléculas de n-C27, n-C33 y n-C35 se encuentran presentes en proporciones inferiores en comparación con las mencionadas anteriormente para todos los períodos.

De igual forma para los alcanos pares se observa que los alcanos de n-C24 y n-C26 son abundantes en casi todo el registro, con un ligero incremento de n-C30 después de los ~5000 años BP, los que corresponden a profundidades mayores a ~180cm en el registro. Estos patrones en la composición de los alcanos, ofrecen valiosa información sobre la evolución de la materia orgánica en el sedimento a lo largo del tiempo y pueden ser indicativos de cambios en la vegetación, condiciones ambientales, o de los procesos de sedimentación locales. Es importante también remarcar que las macrofitas emergentes y/o plantas superiores contienen concentraciones de lípidos de 5 a 10 veces mayores que las plantas sumergidas (Aichner et al., 2010).

Así mismo al analizar la producción total de alcanos impares (Total Odd) a lo largo del registro, como indica la Figura 32 (Anexo 4). Se puede apreciar que hay una mayor producción de éstos, en periodos temporales distintos: entre los ~13500-12500, de los ~6000 a los 3000 años BP. Por otro lado, se pueden identificar períodos de menor productividad, que corresponden a las etapas más antiguas, es decir, entre los ~17000 - 14000 años BP, los ~12000- 8000 años BP, y desde el año ~2000 BP hasta la actualidad.

6.4 Ratios de abundancia y distribución de n-alcanos.

A partir de los resultados de los análisis cromatográficos de los alcanos contenidos en los sedimentos lacustres, se han establecido sus concentraciones en ug por gramo de

Luego, desde ~5500 hasta ~2000 años BP, los valores son más bajos (0.1), lo que sugiere un mayor aporte de materia orgánica terrestre o mayor producción de alcanos terrestres por parte de las macrofitas emergentes. Después de este intervalo, se registra un aumento nuevamente en los valores del índice Paq en los períodos más recientes.

En el caso del Índice de Longitud de Cadena Alifática (ACL), las variaciones entre 17000 hasta ~5500 años BP oscilaron 29.3 y 26.7. El cambio más notable se produjo después de los ~5500 años BP, cuando los valores de ACL aumentaron considerablemente, alcanzando alrededor de 30. Esta tendencia se mantuvo hasta hace unos ~1000 años BP, con un valor promedio de 29.5, lo que sugiere un predominio constante de la materia orgánica de origen terrestre en el sedimento durante todo ese período.

También notamos caídas en los valores de ACL, especialmente en los períodos de ~13000 y ~10000 años BP, donde disminuyó a valores menores de 27. Este patrón apunta a una contribución mixta de materia orgánica de origen terrestre y acuático/flotante o posibles cambios en las fuentes de materia orgánica, lo que podría haber sido influenciado por fluctuaciones en los niveles de agua o modificaciones en la vegetación circundante. Así mismo, para el período más reciente (~100 años BP), se observa una disminución en los valores de ACL, lo que podría indicar una mayor contribución de una mezcla de materia orgánica terrestre y acuática.

En resumen, a lo largo del registro sedimentario, hemos identificado patrones de variación en el ACL y Paq, que indican diferente naturaleza de materia orgánica, los que sugieren cambios en las fuentes de materia orgánica y posibles influencias ambientales, lo que a su vez proporciona información valiosa sobre la evolución del ecosistema y las condiciones medio ambientales en el lugar de estudio.

b) Índice de preferencia de carbono (CPI)

El Índice de Preferencia de Carbono (CPI) se ha aplicado a los alcanos de n-C25 al n-C33, en base a nuestro conjunto de datos (Anexo 4) y con la Ecuación (5), ver Fig. 35.

De acuerdo a la trayectoria, podemos discernir que el Índice de Preferencia de Carbono experimentó variaciones significativas a lo largo del período de estudio, lo cual sugiere un cambio sustancial en la composición de la comunidad vegetativa y/o condiciones medioambientales. Existe una fuerte predominancia de alcanos impares sobre los pares, con valores de CPI entre 0.9 y 12.5, con un promedio de 4.6.

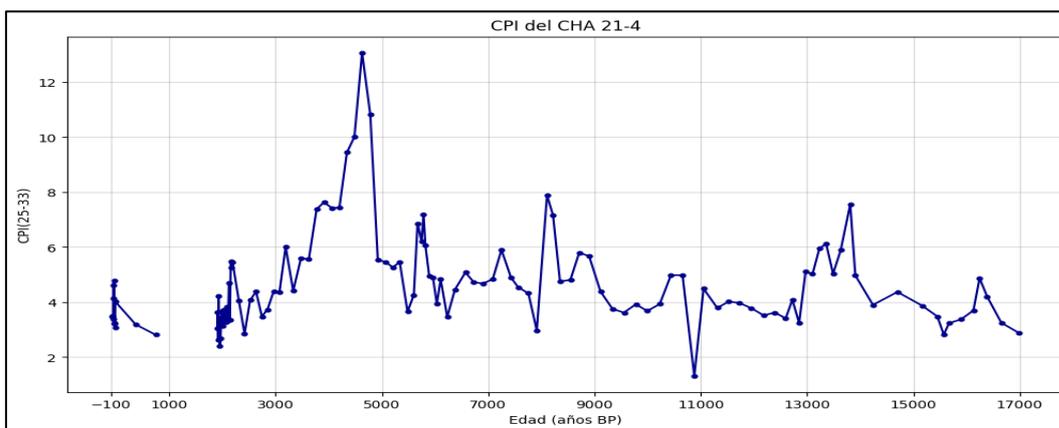


Figura 35. Serie de Tiempo del CPI de los alcanos n-C25 al n-C33 del registro CHA 21-4, durante los últimos 17000 años B.P.

Los cambios más notables se observaron en los períodos de ~5000 a 4000 años BP, con el CPI más alto ~13. Esto sugiere una contribución más sustancial de materia orgánica de origen terrestre en ese período.

Sin embargo, contrastando con esta tendencia, observamos que, los valores más bajos <1 son a los 11000 años BP. Esta disminución indica una mayor degradación de los alcanos impares sobre los pares, reflejando considerables cambios en el entorno o en la comunidad vegetativa circundante.

6.5 Isotopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$

En el contexto de nuestro estudio, se presenta el análisis de los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ para 125 muestras correspondientes a los alcanos n-C23 al n-C33, que son los más abundantes

en el testigo de estudio, la trayectoria de sus valores se puede apreciar en la Figura 36, (data completa en Anexo 5).

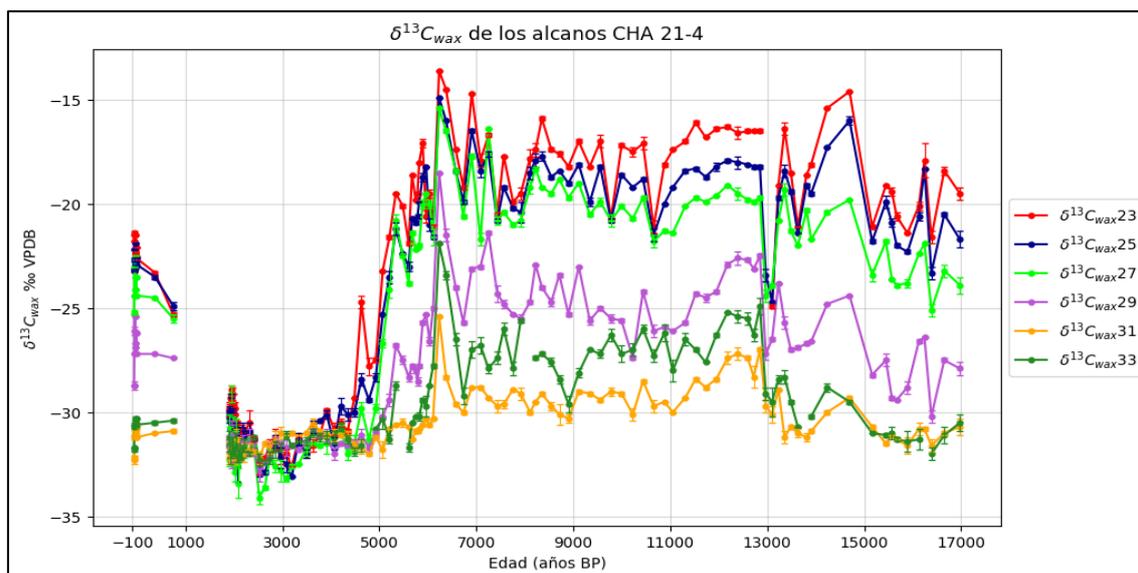


Figura 36. Serie de tiempo de la composición del isotopo estable ^{13}C del registro CHA - 21-4. de los últimos 17000 años B.P. Donde: $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}23}$ (rojo), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}25}$ (azul), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}27}$ (verde claro), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}29}$ (violeta), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}31}$ (amarillo), $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}33}$ (verde oscuro).

De los gráficos (Fig.36 y 37), se observa que los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}23}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}25}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}27}$ muestran amplitudes y tendencias similares, mayormente concentrándose en el rango de -33 a -18 ‰VPDB. Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}29}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}31}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}33}$ muestran trayectorias similares durante la mayor parte del registro, siendo $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}31}$ el de menor amplitud concentrándose en el rango de -32 a -28 ‰VPDB, mientras que $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}33}$ varía desde -32 hasta -24‰VPDB.

Estos valores indican predominancia de vegetación tipo C3 a lo largo de todo el registro. Además, dado nuestro ambiente sedimentario lacustre, son las macrofitas las que contribuyen significativamente al pool total de carbono orgánico (TOC), por ello es necesario comprender sus cambios isotópicos antes de utilizar dichos datos como proxies paleolimnológicos (Aichner et al., 2010).

De la Figura 36, es claramente notorio en los periodos de 17000 a 5000 años BP, desplazamientos hacia valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ más altos en n-alcanos de cadena media (C23,

C25 y C27) derivados de macrofitas acuáticas, con valores mayores a -20‰VPDB . A pesar de que los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ de las macrofitas acuáticas suelen estar dentro del rango de las plantas C3 (-35‰ a -20‰VPDB); esto puede estar causado, por la disponibilidad limitada de CO_2 como resultado de un pH elevado, alcalinidad o un alto consumo de CO_2 en densas colonias de plantas puede llevar a la asimilación de HCO_3^- y, por lo tanto, a un desplazamiento hacia valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ menos negativos similares a los de las plantas C4, según Allen and Spence, (1981); Prins and Elzenga,(1989); Keeley and Sandquist, (1992), (citado por Aichner et al., 2010).

En efecto, es posible que, en este periodo debido a la poca profundidad de la laguna, se propició la colonización de macrofitas, lo cual produjo limitación de CO_2 ocasionando valores más positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ (mayores a -20‰VPDB).

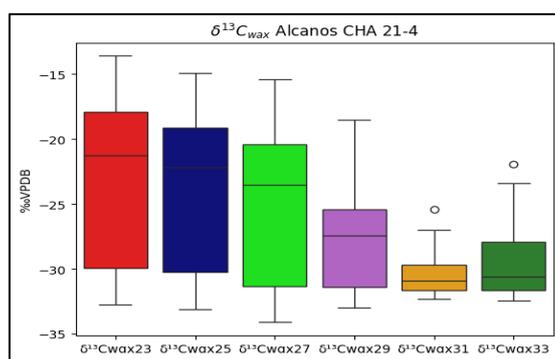


Figura 37. Boxplot del rango de variación del isotopo estable $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$, para los alcanos impares (Odd) del registro CHA 21-4.

Es importante destacar un cambio significativo en la señal isotópica del $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ en los ~5500 años BP, donde todos los alcanos convergen casi a una señal única de -33‰VPDB , la más empobrecida, la cual se mantiene hasta los 100 años BP, cuando las señales de cada alcano vuelven a separarse.

6.6 Isotopos de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$

En este estudio se analizaron los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ ya corregidos por el decaimiento de los casquetes, (en un total de 119 muestras) correspondientes a los alcanos n-C23 al n-C33, los más abundantes en los sedimentos analizados. Sin embargo, para el intervalo de

profundidad que abarca desde los 13cm hasta los 17cm, equivalente a un rango temporal que va desde ~800 hasta 1900 años BP según el modelo de edad utilizado, no fue posible obtener valores de δ^2H_{wax} debido a que las muestras no pudieron ser analizadas. Además, para los 25,26,34,52,58,190cm no fue posible obtener valores de δ^2H_{wax} debido a la escasa cantidad de alcanos extraídos, ya que son necesarios mínimos 500 ng (δ^2H_{wax}) y 100 ng ($\delta^{13}C_{wax}$). Del mismo modo, para los alcanos de n-C33, solo se obtuvieron algunos valores debido a la limitada cantidad de alcanos extraídos del sedimento disponible, esto se refleja en una mayor discontinuidad con respecto a los otros alcanos, Fig. 38, (data Anexo 7).

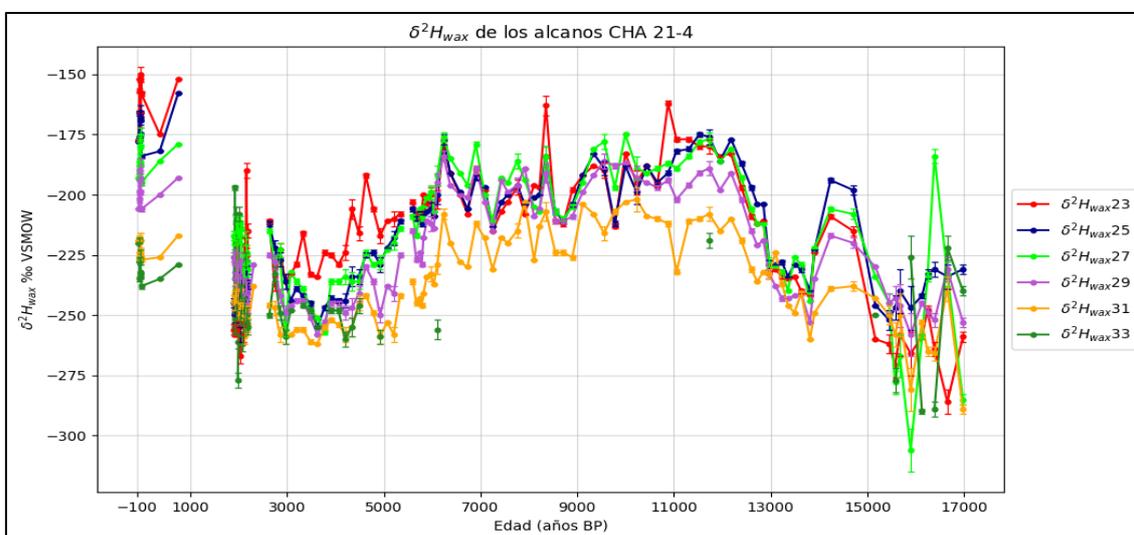


Figura 38. Serie de tiempo de la composición del isotopo estable 2H del registro CHA - 21-4 en los últimos 17000 años. Donde: δ^2H_{wax23} (rojo), δ^2H_{wax25} (azul), δ^2H_{wax27} (verde claro), δ^2H_{wax29} (violeta), δ^2H_{wax31} (amarillo), δ^2H_{wax33} (verde oscuro).

En esta Figura 38, se ilustra claramente valores más positivos de δ^2H_{wax} en n-alcanos de cadena media (n-C23, n-C25 y n-C27), en comparación con los homólogos de cadena larga (n-C29, n-C31 y n-C33) a lo largo del registro CHA-21-4. Esto generalmente se observa en regiones semiáridas a áridas, como el altiplano, donde la evaporación supera a la precipitación, debido a ello es probable un enriquecimiento adicional del agua utilizada por algas y macrofitas para la síntesis de n-alcanos acuáticos en comparación con la fuente de precipitación, lo que imprime una señal de δ^2H_{wax} más positiva y variable en plantas acuáticas en comparación con las terrestres (Mügler et al., 2008).

Con el propósito de identificar tendencias y variaciones remarcables hemos segmentado periodos claves en franjas de diferentes colores (Fig. 39), indicados por grupos que se caracterizan por:

Grupo 1 (Rojo): Este grupo muestra valores más negativos en todos los isotopos, lo que indica un empobrecimiento para estos periodos. Además, presenta valores elevados en ACL (índice de enriquecimiento de alcanos de cadena larga) y valores bajos en Total Odd y Paq (índice de vegetación acuática/terrestre). En consecuencia, indicarían periodos más húmedos. Este grupo tiene los períodos:

- 17000 – 15000 años BP. Profundidad de 600-520cm.
- 14000 – 13000 años BP. Profundidad de 500-460cm.
- 4200 – aprox. 1900 años BP. Profundidad de 140-18cm.

Grupo 2 (Verde): Los isotopos en este grupo presentan valores mayores que los del grupo 1, indicando un enriquecimiento en su señal isotópica. En contraste, los valores de ACL y CPI son más bajos, mientras que el Paq es más alto en comparación con los otros grupos. Esto indicaría periodos semi áridos con gran evaporación en comparación con el grupo 1. Este grupo tiene los períodos y profundidad:

- 15000-14000 años BP. Profundidad de 520-500cm.
- 12500 – 6000 años BP. Profundidad de 440-230cm.
- Aprox. Últimos 300 años BP. Profundidad de 12-0cm.

Grupo 3 (Azul): En este grupo, los valores de isotopos se encuentran en un rango intermedio, al igual que ACL y Paq. Sin embargo, se destaca por tener una producción de alcanos (Total Odd), junto con un CPI superior en comparación con los otros grupos. Sugiriendo un periodo de transición con grandes cambios. Este grupo tiene un período:

- 6000 – 4200 años BP. Profundidad de 230-140cm.
- 14000 – 12500 años BP. Profundidad de 500-440cm.

Estas diferencias entre los grupos proporcionan información relevante sobre las características de los sedimentos y las condiciones ambientales a lo largo del registro.

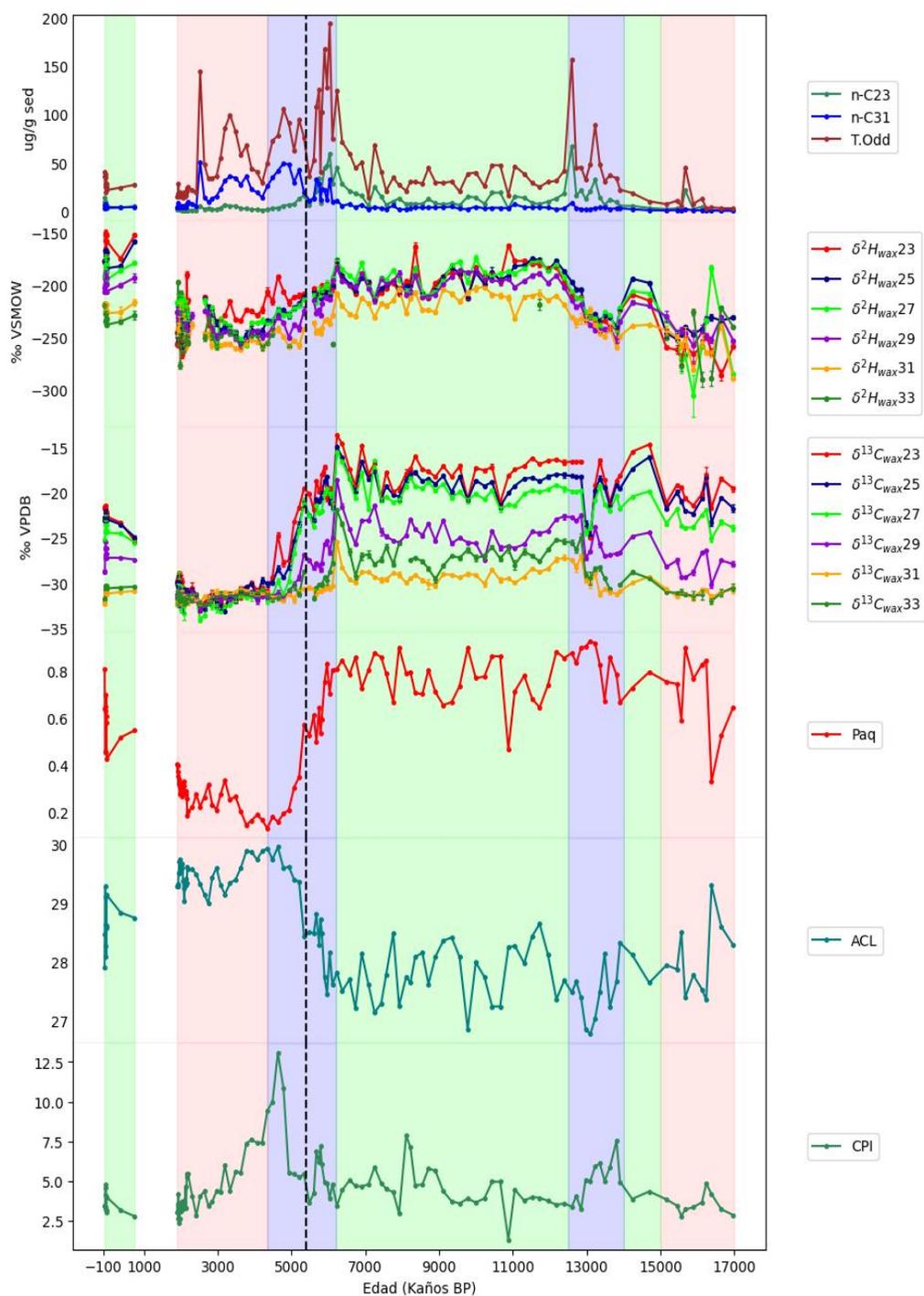


Figura 39. Series de tiempo de la Distribución Alcanos (Total, n-C23, n-C31), δ^2H_{wax} , $\delta^{13}C_{wax}$ y Ratios: Paq, ACL, CPI, para cada cadena de Alcano del Registro CHA-21-4. Líneas negras punteadas indican el cambio de producción de alcanos de acuática a terrestre, del panel superior. Franjas en rojo (grupo1), verde (grupo 2), azul (grupo3).

6.6.1 δ^2H_{wax} Alcanos Acuáticos

En relación con la amplitud y trayectoria de δ^2H_{wax} de los alcanos de n-C23, n-C25, n-C27, que son por lo general macrofitas sumergidas, se observa en la Fig. 40, una similitud relativamente marcada, lo que indica que la fuente de Hidrogeno fue similar en su biosíntesis. Estos valores se concentran en el rango de -240 a -190‰VSMOW, con una mediana aproximada de -210‰VSMOW, como indica el Boxplot (Fig. 41).

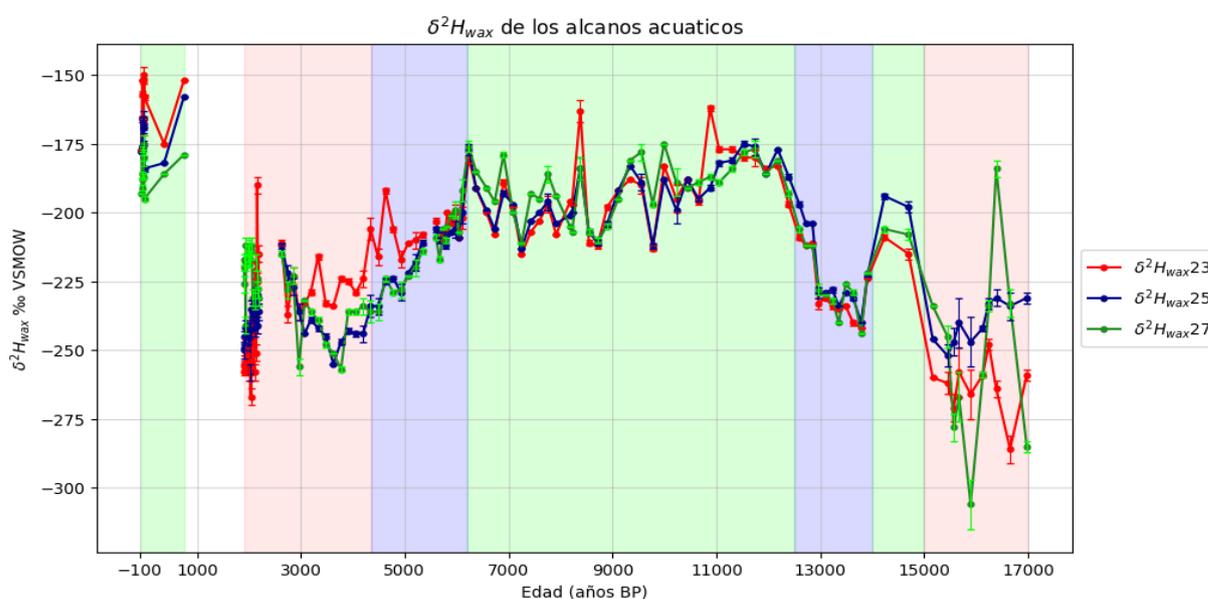


Figura 40. Serie de tiempo del isotopo estable δ^2H_{wax} de los alcanos terrestres (n-C23, n-C25, n-C27) a lo largo de los últimos 17000 años B.P. del Registro CHA 21-4.

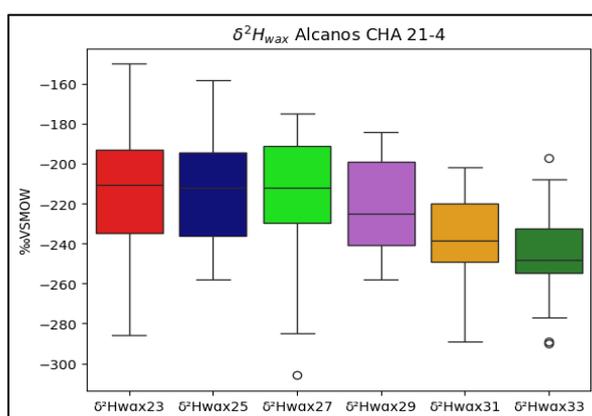


Figura 41. Boxplot del Rango de variación del isotopo estable δ^2H_{wax} para los alcanos impares del Registro CHA-21-4, a lo largo de los últimos 17000 años B.P.

Valores relativamente altos, en concordancia con las condiciones climáticas semiáridas a áridas, donde la evaporación supera a la precipitación, donde es probable un

enriquecimiento adicional del agua del lago que conduce al enriquecimiento de los n-
alcanos acuáticos en comparación con la fuente de precipitación.

Durante los periodos de 17000 al 15000 año BP (franja roja, indicando condiciones
húmedas), los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ para todas las cadenas muestran valores más negativos,
oscilando alrededor de -250‰VSMOW. En el periodo de 15000 a 14000 años BP (franja
verde, indicando condiciones secas), hay un enriquecimiento isotópico en un considerable
corto lapso de tiempo, destacándose el $\delta^2\text{H}_{\text{wax}25}$ con -190‰VSMOW.

A continuación, se presenta una marcada caída en las 3 cadenas de alcanos, volviendo a
valores más negativos alrededor de -254‰VSMOW. Luego, hay un aumento constante
hasta aprox. 12100 años BP con -175‰VSMOW. Enseguida se dan oscilaciones alrededor
de -200‰VSMOW hasta aprox. 6000 años BP, indicado por la franja verde.
Posteriormente, se atraviesa un periodo de descenso casi constante hacia valores de -
245‰VSMOW que perduran hasta ~4200 años BP (franja azul, transición). Después, se
mantiene en valores alrededor de -250‰VSMOW, ($\delta^2\text{H}_{\text{wax}23}$, $\delta^2\text{H}_{\text{wax}25}$) (franja roja,
condiciones húmedas). Ya cerca a los 2000 años BP, experimenta un descenso casi
constante hacia valores de -280‰VSMOW. En los periodos más recientes, indicado por
la franja verde, alrededor de ~100 años BP, se observa un aumento repentino hasta un
valor promedio de -150‰VSMOW.

6.6.2 $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ Alcanos Terrestres

En lo que respecta a los alcanos de plantas superiores representadas por los alcanos n-
C29, n-C31 y n-C33, éstos exhiben valores aún más negativos en comparación con los
alcanos de longitud media, concentrándose en un rango que oscila entre -200 y -250
‰VSMOW, como indica el boxplot (Fig. 41).

En esta investigación, centramos nuestra atención en el análisis de los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$
de los n-alcanos n-C29 y n-C31, ya que son más abundantes en las ceras de las plantas

terrestres y presentan la concentración más elevada en la mayoría de nuestras muestras. En el caso del alcano n-C33, por su escasez en las muestras, su representación es parcial.

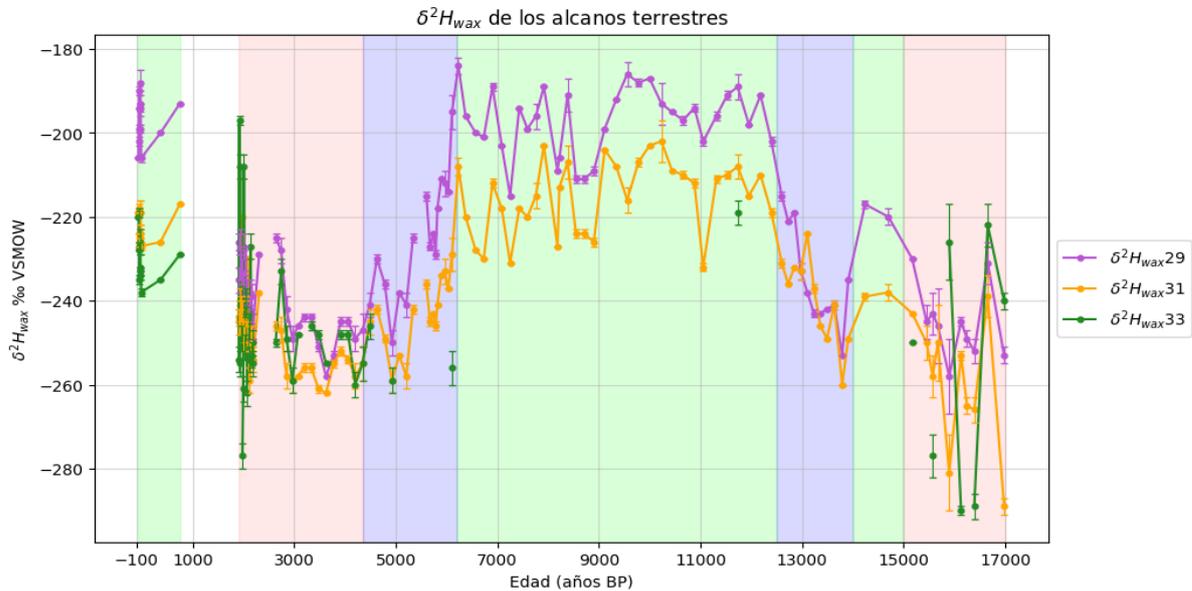


Figura 42. Serie de tiempo del isotopo estable δ^2H_{wax} de los alcanos terrestres (n-C29, n-C31, n-C33) a lo largo de los últimos 17000 años B.P. del Registro CHA 21-4.

Según la Fig. 42, se destaca que los valores de δ^2H_{wax} en los alcanos n-C29 y n-C31 se mantuvieron en niveles bajos durante un período que abarca de ~17000 hasta poco antes de 15000 años BP, con una media cercana a -260‰VSMOW. A partir de entonces, experimentaron un notorio enriquecimiento que culminó en picos alrededor de los ~14000 años BP, alcanzando valores de -215 y -240‰VSMOW, para el alcano n-C29 y n-C31 respectivamente. Luego se retornó a valores anteriores al ascenso de ~-250‰VSMOW. Durante los períodos que van desde ~12000 hasta 6200 años BP se presentaron fluctuaciones mayormente ascendentes, con valores máximos de -180 y -200 ‰VSMOW respectivamente. En un período posterior de transición (azul), hasta aproximadamente hace unos 4200 años BP, estos valores exhibieron una tendencia general a la disminución. En adelante los valores de δ^2H_{wax} se mantuvieron relativamente estables en ~-255‰VSMOW, disminuyendo para los 2000 años BP a -265‰VSMOW para el de δ^2H_{wax31} . Además, es relevante destacar un incremento notable en los tiempos más recientes, con valores de -190 y -220‰VSMOW para n-C29 y n-C31, respectivamente.

7 DISCUSIÓN

En esta sección, abordamos los aspectos clave de la investigación sobre las condiciones hidro-climáticas del Altiplano cuzqueño en los últimos 17000 años. Iniciamos con la interpretación del modelo de edad y analizamos los datos proporcionados por los biomarcadores, incluyendo la productividad, distribución, ratios de las cadenas alifáticas y el CSIA para los alcanos terrestres de ceras de las paleo-vegetaciones presentes en el registro CHA-21-4. Asimismo, examinamos la dinámica que regula los valores de $\delta^2\text{H}_p$ en los Andes Centrales, los cuales reflejan generalmente las condiciones y cambios hidro-climáticos del área de estudio.

Finalmente, comparamos estos resultados con otros registros paleo-ambientales para comprender las tendencias hidro-climáticas y los mecanismos subyacentes. La extensa literatura disponible ha permitido evaluar la periodicidad de los cambios climáticos, así como la variabilidad e intensidad de sus ocurrencias. Los estudios referenciales y sus respectivas localizaciones son los siguientes:

Tabla 5. Registros Paleo-ambientales y sus referencias

Lugar	Latitud	Longitud	Altura	Proxy	Referencia
Carioco	10.71	-65.17	-893	%Ti	(Haug et al., 2001)
Titicaca Lake	-15.93	-69.25	3810	$d\text{H}^2_{\text{wax}}$ /nivel lago	(Fornace et al., 2014)/(Guédron et al., 2023b)
Nevado Sajama	-18	-69	6540	$d\text{O}^{18}$	(Thompson et al., 1998)
Nevado Huascarán	-9	-77.5	6050	$d\text{O}^{18}$	(Thompson et al., 2000)
Botuvera Cave	-27.22	-49.16	230	$d\text{O}^{18}$	(Wang et al., 2007)
Tigre Perdido Cave	-5.94	-77.31	1000	$d\text{O}^{18}$	(van Breukelen et al., 2008)
Pumacocha Lake	-10.70	-76.06	4300	$d\text{O}^{18}$	(Bird, Abbott, Rodbell, et al., 2011)
Antartida	-75.1	123.35	0	°C	(Petit et al., 1999)
Greenland	75.1	-42.33	2917	$d\text{O}^{18}$	(Andersen et al., 2004)
CHA-21-4 Lake	-14.14	-71.3	4291	$d\text{H}^2_{\text{wax}}$	Tesis, 2021

Este estudio se centra en los períodos comprendidos entre los 17000 años BP y el 2021 d.C., abarcando diversas fases del cambio climático en los Andes. Principalmente, se enfoca en la Desglaciación y el Holoceno a escala centenal y milenial.

Comenzamos con la Desglaciación (17.0 – ~11.5 Ka BP), caracterizada por una alta inestabilidad océano-atmosférica, con lluvias torrenciales y sequías severas en los Andes (Salaverry Llosa, 2015). Durante este periodo, ocurrieron eventos climáticos significativos como Heinrich (HS1), Boiling Allerød (BA), Antarctic Cold Reversal (ACR) y Younger Dryas (YD).

A continuación, se aborda el Holoceno temprano y medio (~11.5– 4.0 Ka BP), un período extenso dividido en el Holoceno temprano (~11.5 – 8.0 Ka BP) y el Holoceno medio (~8.0 – 4.0 Ka BP), cada uno con sus propias características climáticas y cambios ambientales. Finalmente, se realiza un análisis más conciso de los últimos 4.0 Ka BP, correspondientes al Holoceno tardío, un periodo en el que se observan modificaciones climáticas en los Andes, vinculadas con el inicio del "Periodo Moderno de Calentamiento". Este fenómeno, caracterizado por el aumento global de las temperaturas desde finales del siglo XIX, ha sido impulsado principalmente por la actividad humana y las emisiones de gases de efecto invernadero (IPCC et al., 2013). Tal calentamiento ha generado impactos significativos en el clima, el medio ambiente y los sistemas naturales, convirtiéndose en una preocupación clave en el debate sobre el cambio climático.

En resumen, los principales períodos climáticos andinos del registro CHA 21-4 son:

Tabla 6. *Periodos climáticos a analizar en el registro CHA 21-4.*

a) Periodo de Desglaciación, hace 17.0 a 11.5 Ka BP, con eventos de gran impacto global.
b) Periodo que comprende el holoceno temprano de 11500 a 8000 años BP.
c) Periodo que comprende el holoceno medio de 8000 y 4000 años BP.
d) Últimos 4 mil años BP, holoceno tardío y "Periodo Moderno de Calentamiento".

7.1 Modelo de Edad del registro CHA 21-4.

En este estudio, se asume que la edad de los n-alcanos coincide con la edad del sedimento a granel (Bulk). Según el modelo de edad bayesiano basado en análisis de actividad

radioactiva de ^{210}Pb , ^{137}Cs y ^{14}C , en muestras de sedimento, el registro CHA 21-4 abarca una cronología desde 17.0 ka BP hasta -72 años BP (2021 d.C.).

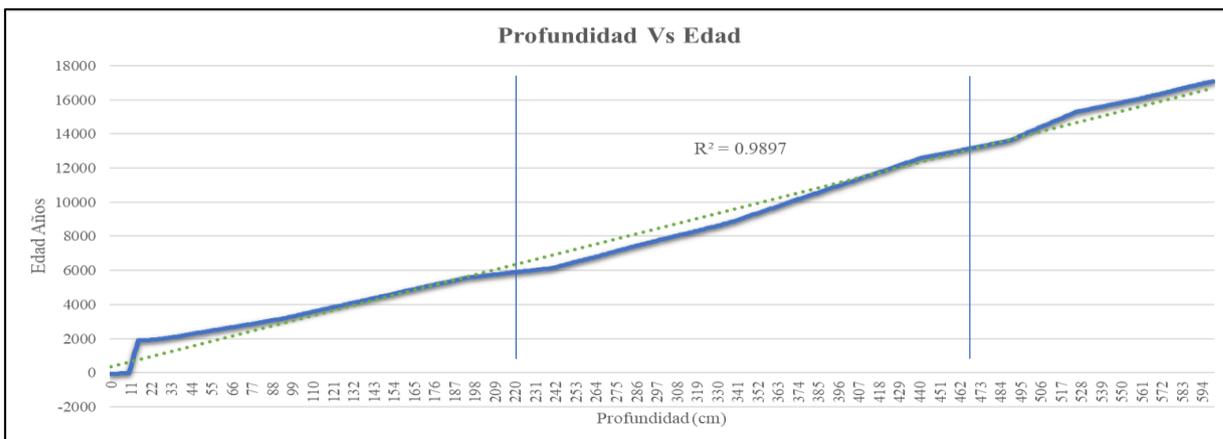


Figura 43. Regresión de data de Profundidad Vs Edad del registro CHA 21-4.

La curva Profundidad-Edad presenta una evolución lineal ($r^2 = 0.99$) con tasas de sedimentación continuas y constantes de 0.23-0.35 mm/año en la mayor parte del núcleo, salvo algunas variaciones:

Parte superior (Holoceno tardío): Se registran bajas tasas de sedimentación en los últimos 100 años, con menor compactación, predominancia de turberas y bajo contenido de sólidos, particularmente entre 18-24 cm y 10-15 cm. Estas zonas podrían indicar discontinuidades o pequeños hiatos, aunque se requieren análisis adicionales para confirmar posibles efectos reservorio.

Sección media (Holoceno temprano y medio): Caracterizada por una estructura arcillo-arenosa, láminas de arena intercaladas con materia orgánica y ostrácodos (~470 cm), con tasas de sedimentación constantes.

Sección final (post-glaciación): Compuesta por arcillas rojizas densas y un mayor porcentaje de sólidos, reflejando cambios climáticos significativos.

Incertidumbre en el Modelo de Edad: Para dataciones por $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$, la incertidumbre varía entre 0.1-9.8 años; mientras que, para el ^{14}C , el rango es de 30-100 años.

7.2 Control isotópico en los Andes Centrales.

Nuestro registro se encuentra en el altiplano árido y elevado, una región ubicada entre la costa del Pacífico y la cuenca del Amazonas. La Cordillera Occidental actúa como una barrera que separa el altiplano de la costa, limitando el transporte de humedad desde el Pacífico. Por otro lado, la Cordillera Oriental, que lo separa de la región amazónica, recibe masas de aire cálido y húmedo provenientes del Atlántico, generando lluvias abundantes durante el verano austral (Garreaud et al., 2003; Vuille et al., 2003).

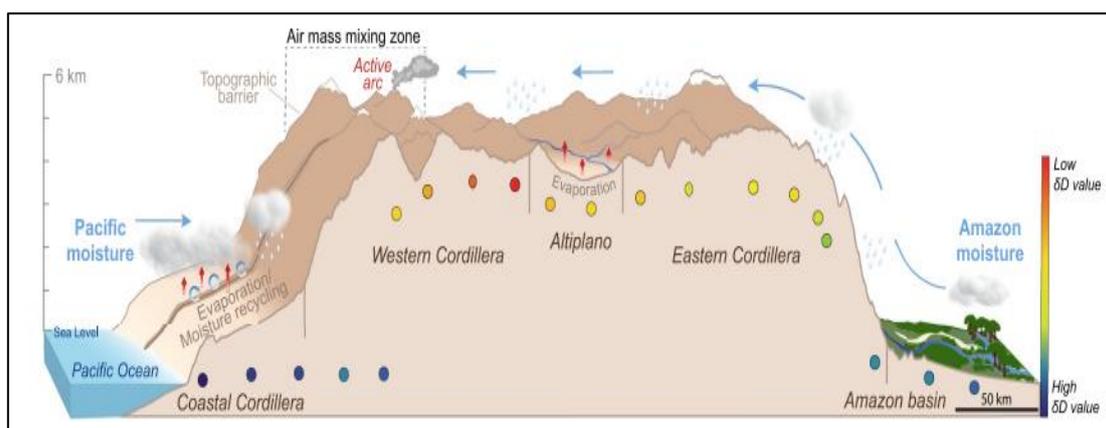


Figura 44. Esquema de los Andes Centrales del Perú que muestra los procesos climáticos que influyen en la distribución espacial moderna de los valores isotópicos. Fuente: White et al., 2024.

La variación en los valores de $\delta^2\text{H}_p$ del agua meteórica refleja la influencia de la geografía y la elevación de la región (Fig. 44). Los valores son más altos en la cuenca occidental del Amazonas, disminuyen en la Cordillera Oriental y el altiplano, y fluctúan en la Cordillera Occidental antes de aumentar nuevamente hacia el Océano Pacífico. Estos patrones están determinados por la elevación, la convección profunda y la mezcla con vapor de la troposfera media y superior (Fiorella et al., 2015; Aron et al., 2021; White et al., 2024). En la Cordillera Oriental, el $\delta^2\text{H}_p$ presenta un cambio de $-32\text{‰}/\text{kilómetro}$, en promedio, lo que es consistente a estimaciones globales previas ($-22\text{‰}/\text{kilómetro}$; Blisniuk & Stern, 2005), (citados en White et al., 2024).

A lo largo de la Cordillera Oriental, entre 200 y 500 km de la costa del Pacífico, los valores de $\delta^2\text{H}_p$ (δD) en la precipitación y el agua del suelo muestran una notable

variabilidad, desde $-17\text{‰} \pm 2\text{‰}$ en la cuenca del Amazonas hasta $-196\text{‰} \pm 4\text{‰}$ en el Altiplano occidental (Aron et al., 2021; Guy et al., 2019; White et al., 2024) (Fig. 45).

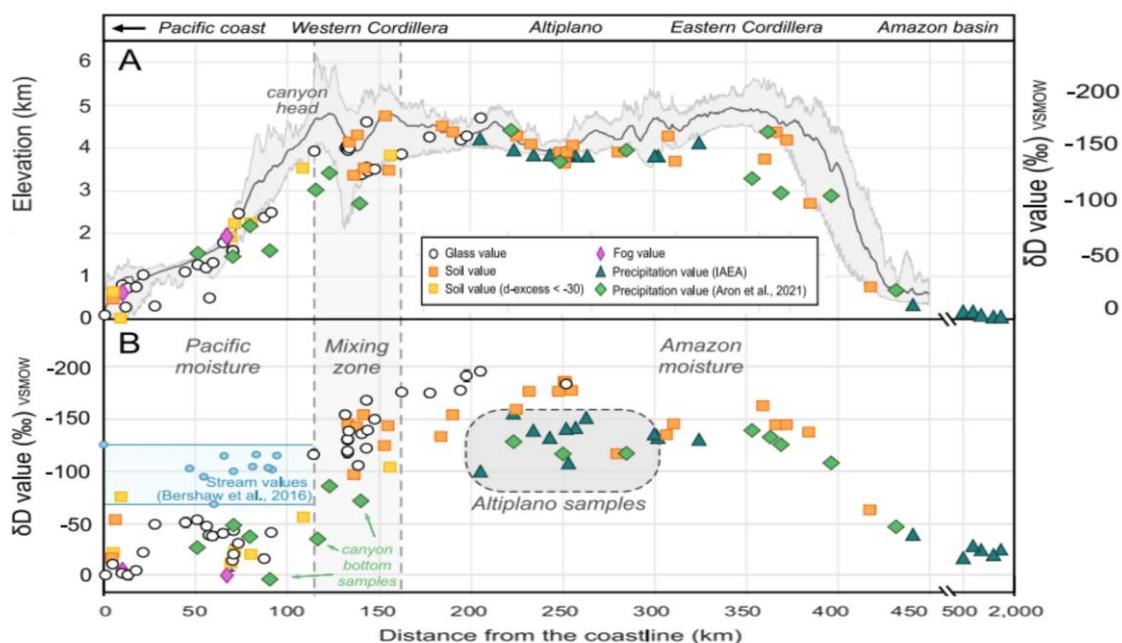


Figura 45. Transectos a lo largo de los Andes Centrales del Perú de (A) Elevaciones de muestra superpuestas en un perfil topográfico moderno y (B) $\delta D\text{‰}$ VSMOW. Modificado de White et al., (2024).

En el registro del altiplano CHA 21-4, se evidencia un empobrecimiento isotópico, influenciado principalmente por dos factores: el efecto de cantidad (amount effect) y el grado de precipitación de isótopos pesados (degree of rainout). El efecto de cantidad se refiere a cómo la cantidad total de precipitación afecta la composición isotópica, ya que lluvias intensas eliminan más isótopos pesados de la atmósfera, dejando una precipitación más empobrecida en estos isótopos. Por otro lado, el grado de precipitación describe la pérdida progresiva de isótopos pesados como el $\delta^{18}\text{O}$ y el δD a medida que la precipitación avanza hacia áreas más alejadas del océano o a mayores altitudes.

La interpretación de los biomarcadores del registro CHA 21-4 proporciona una visión integrada, tanto espacial como temporal, de la composición isotópica de la precipitación en el altiplano cuzqueño, reflejando las complejas interacciones entre estos procesos.

Adicionalmente, es crucial tener en cuenta que, en áreas semiáridas como el Altiplano, la evaporación desempeña un papel clave al incrementar los valores de δD tanto en la lluvia

como en las aguas superficiales (Fiorella et al., 2015). Este proceso, combinado con la reincorporación del vapor evapotranspirado de la cuenca del Amazonas a la atmósfera, puede mitigar la destilación isotópica esperada según el modelo de Rayleigh (Ampuero et al., 2020).

En el registro CHA 21-4, los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ en los alcanos terrestres oscilan entre -200 y -250 ‰VSMOW, mientras que en los alcanos acuáticos varían entre -190 y -235 ‰VSMOW. En comparación con los valores modernos del $\delta^2\text{H}_p$, se estima un empobrecimiento isotópico de -20 a -70 ‰VSMOW respecto al $\delta^2\text{H}_p$ (-180‰VSMOW). Esto evidencia el empobrecimiento isotópico causado por procesos locales y factores relacionados a la biosíntesis.

7.3 Caracterización del Registro CHA-21-4.

En el Altiplano, la vegetación predominante consiste en pastizales de puna, con gramíneas, hierbas, musgos y líquenes, y una cobertura limitada de plantas de humedales, principalmente en las riberas de lagos. Los sedimentos de estas áreas reflejan una composición diversa de vegetación C3, mayoritariamente monocotiledóneas, con menores aportes de vegetación C4 y CAM (Polissar & Freeman, 2010).

El registro CHA-21-4 confirma esta dominancia de vegetación C3, como lo indican los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ en los alcanos n-C29 y n-C31, que oscilan entre -28 y -32‰ VPDB para n-C29 y entre -30 y -32‰ VPDB para n-C31 (Fig. 46-A). Algunas desviaciones en estos valores pueden deberse a la mezcla de vegetación terrestre y acuática, cuyas interacciones resultan en valores isotópicos menos negativos, como se observa en la Fig. 46-B, que es un ejemplo de vegetación terrestre de la zona estudiada.

Por su parte, el análisis de los componentes alifáticos destaca una significativa presencia de biomarcadores asociados a macrofitas acuáticas sumergidas, representados por n-alcanos de cadena media (n-C23, n-C25), junto con una proporción notable de alcanos de

cadena larga (n-C27, n-C29, n-C31, n-C33), característicos de plantas emergentes y/o terrestres, de acuerdo con la clasificación propuesta por Ficken et al., (2000) (ver Fig. 47).

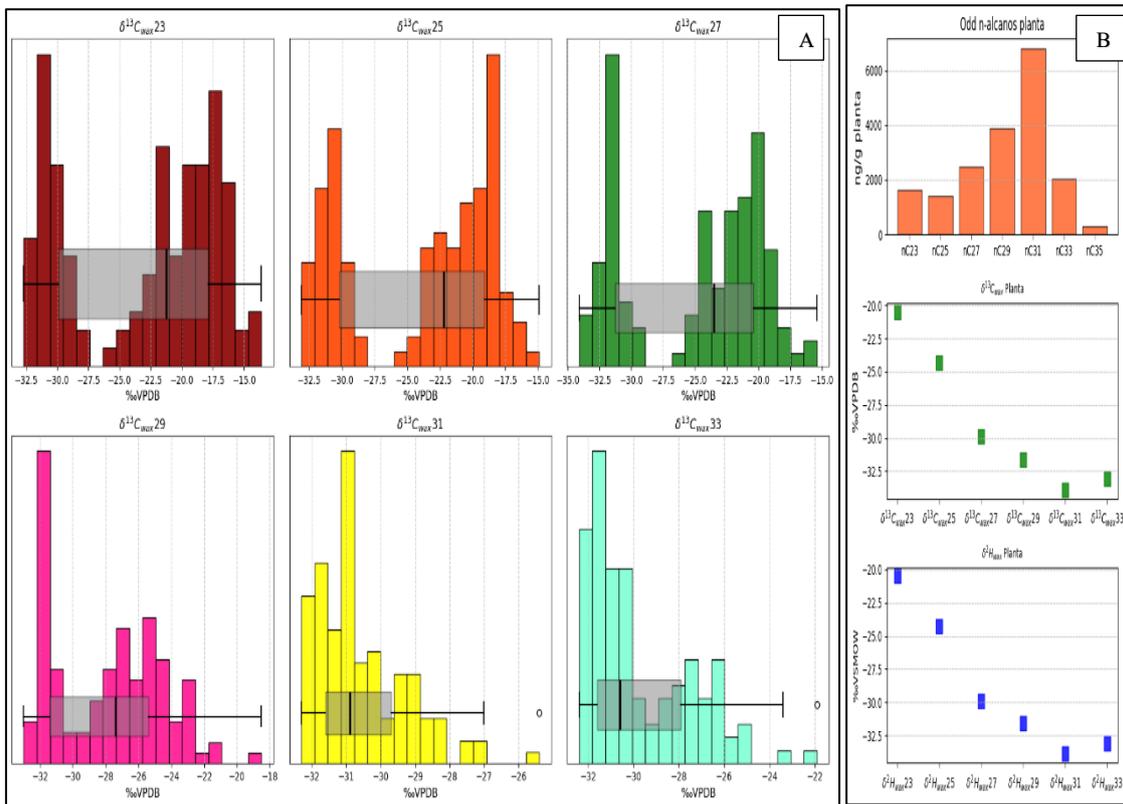


Figura 46. (A) Histogramas de cadenas de n-alcenos de $\delta^{13}C_{wax}$ del registro CHA 21-4. (B) Distribución de n-alcenos, $\delta^{13}C_{wax}$ y δ^2H_{wax} de planta terrestre de zona de estudio.

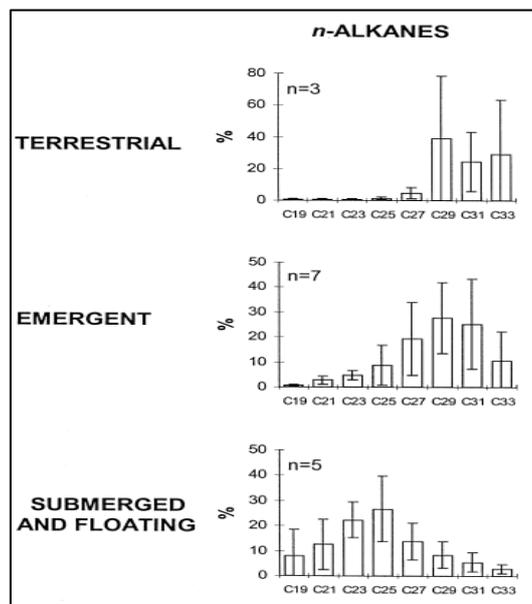


Figura 47. Histogramas que ilustran las distribuciones de n-alcenos con números de carbono impares en especies vegetales clasificadas en tres categorías: terrestres, emergentes y sumergidas/flotantes. Las barras reflejan una desviación estándar. Modificado de Ficken et al., (2000).

En relación a la vegetación moderna tanto de zonas tropicales como a nivel global, del trabajo de Liu et al., (2022), al comparar los principales parámetros de nuestro registro, observamos que se encuentran dentro de los mismos rangos de referencia, ver Figura 48.

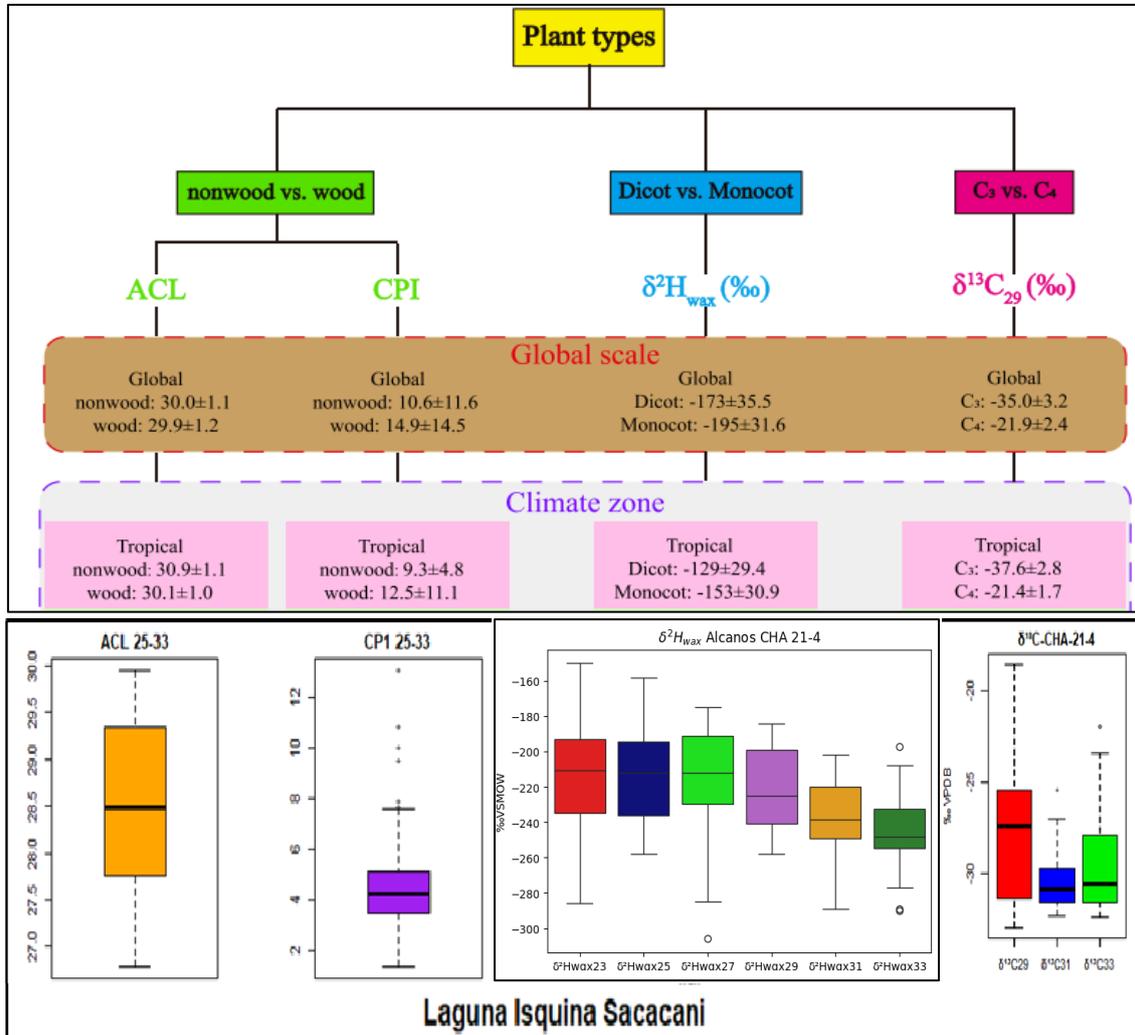


Figura 48. Comparación entre biomarcadores de ceras foliares n-alcanos (distribución de n-alcanos, valores de δ^2H_{wax} y $\delta^{13}C_{wax}$ en plantas terrestres modernas vs los de la Laguna Isquina Sacacani (CHA 21-4). Modificado de Liu et al., (2022).

Se observa una correlación entre los valores de $\delta^{13}C_{wax}$ y δ^2H_{wax} en las ceras de cadenas largas n-C29 y n-C31, como se muestra en la Figura 49. Las correlaciones son de 0.68 y 0.62, respectivamente. Esto sugiere que la respuesta de la vegetación estuvo influenciada por cambios hidrológicos, probablemente determinados en su mayoría por factores climáticos. No obstante, aunque los valores sedimentarios de δ^2H_{wax} reflejan cambios relativos en las fuentes de hidrógeno, es importante tener cautela al interpretar

paleoambientes. Pequeñas variaciones en los valores de δ^2H_{wax} de n-alcanos de cadena larga pueden no indicar cambios climáticos significativos ni variaciones en los valores de δ^2Hp , sino cambios menores en la composición de especies vegetales o diferentes microentornos bajo las mismas condiciones climáticas y valores de δ^2Hp (Sachse et al., 2004).

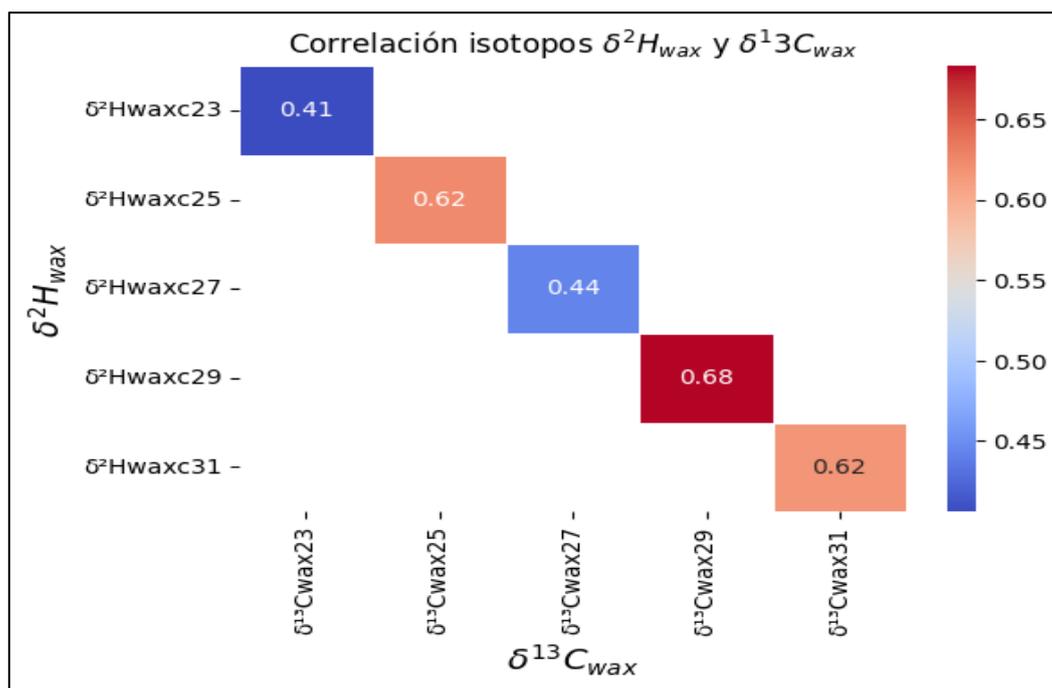
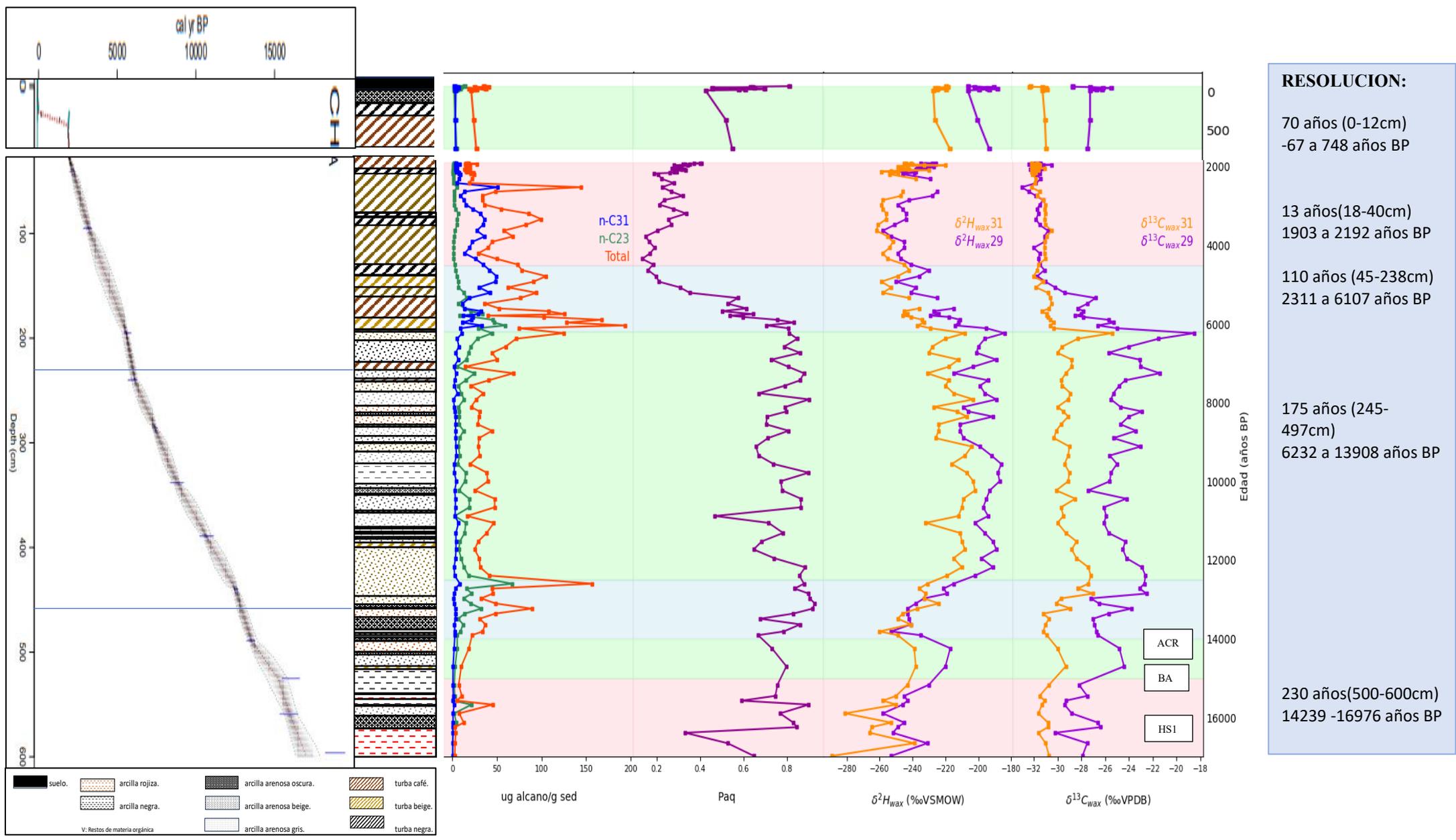


Figura 49. Correlaciones entre $\delta^{13}C_{wax}$ y δ^2H_{wax} de todos los alcanos en los últimos 17000 años.

En la Fig. 50 se presenta la estratigrafía del núcleo CHA-21-4, junto con series temporales de distribución, producción y Paq de los n-alcanos, así como los valores isotópicos (CSIA) de los alcanos n-C29 y n-C31. Estos compuestos, principales homólogos de las ceras vegetales terrestres sedimentadas, son indicadores clave de las señales de precipitación, ya que están menos influenciados por organismos acuáticos y la evapotranspiración del agua fuente. Esto los hace adecuados para interpretar las variaciones y la evolución hidro climática local, abarcando períodos climáticos andinos y eventos destacados durante los últimos 17 mil años.

Figura 50. Series de tiempo del Registro CHA-21-4, de izquierda a derecha, modelo de edad, columna estratigráfica, concentración de n-alcano totales, n-C31 y n-C23, P_{aq} , δ^2H_{wax} , $\delta^{13}C_{wax}$. Franjas en rojo (grupo1), verde (grupo 2), azul (grupo3).



7.3.1 Periodo Desglaciación.

El periodo de desglaciación marcó una transición climática significativa en los Andes Centrales, coincidiendo con un aumento global de las temperaturas y los niveles de dióxido de carbono (CO₂) que impulsaron el retroceso de los glaciares desde hace aproximadamente 18000 años BP (Shakun et al., 2012). En el altiplano andino, esta fase estuvo caracterizada por un clima frío y húmedo, que permitió la expansión de pastizales, bofedales y bosques con helechos y plantas acuáticas en las montañas circundantes (Salaverry Llosa, 2015).

Periodo de 17 a 14.8 Ka BP.

Dentro de este contexto, este intervalo de tiempo corresponde a las estadios más antiguos del registro CHA-21-4, correspondiente al Grupo 1 (franja roja en la Fig. 50), coincide con el Evento Heinrich HS1, definido por condiciones climáticas extremadamente húmedas (Novello et al., 2017). Las principales características de este intervalo son:

- Estratigrafía: Arcillas rojizas densas con alto contenido de sólidos.
- Isótopos: Los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$, los más negativos registrados (-280‰ VSMOW y -250‰ VSMOW en promedio, respectivamente), reflejan un notable empobrecimiento isotópico, lo cual sugiere un periodo de intensas precipitaciones en la región.
- Vegetación: Baja densidad de vegetación reflejada en la baja producción del Total Odd, asociada a condiciones post-glaciales severas.
- Alcanos: Predominancia de macrofitas acuáticas sumergidas (n-C23) sobre vegetación terrestre (n-C31), con un índice Paq elevado.

Interpretación:

- Humedad predominante: Empobrecimiento isotópico y sedimentos finos indican un régimen pluviométrico intensificado.

- Lago profundo pero oligotrófico: Altos niveles de agua con baja concentración de nutrientes, favoreciendo sedimentos inorgánicos y poca materia orgánica.
- Transición climática: Un sistema lacustre adaptándose al incremento de precipitaciones, aún influenciado por bajas temperaturas y limitada cobertura vegetal.

Estas características reflejan un equilibrio complejo entre aumento de precipitaciones, baja productividad orgánica, mayor presencia de ceras de origen acuático y dinámica sedimentaria.

Periodo de 14.8 a 11.0 Ka BP.

Este periodo, representado por los Grupos 2 y 3 en el registro, estuvo marcado por eventos climáticos abruptos de gran variabilidad, como el Bølling-Allerød (BA), la Reversión Frío Antártica (ACR) y el Younger Dryas (YD).

Bølling-Allerød (BA) (~14.8 a 14.1 Ka BP)

El BA se caracterizó por un aumento significativo de las temperaturas globales y el retroceso de los glaciares, tal como lo documenta Shakun et al. (2012). En el registro CHA-21-4, este evento presentó:

- Incrementos rápidos en los isótopos: Aumento de ~3-7‰ VPDB en $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y de ~25-50‰ VSMOW en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ en comparación con el periodo anterior.
- Producción de ceras (Total Odd): Aumento relativo, reflejando mayor actividad orgánica.

Estas características, junto con el aumento global de temperaturas durante el BA, indican una tendencia hacia condiciones menos húmedas o áridas, con una notable reducción en las precipitaciones.

Reversión Frío Antártica (ACR) (~14.1 a 13.0 Ka BP)

El ACR, según Jomelli et al. (2014), fue un periodo de enfriamiento abrupto posterior al BA. En el registro CHA-21-4 se observan:

- Producción de ceras: Incremento leve respecto al periodo anterior.
- Cambios isotópicos: Disminución abrupta en $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, opuesta al aumento observado durante el BA.
- Reducción de $\sim 40\%$ VSMOW en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$ y $\sim 20\%$ VSMOW en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$.

Estos cambios sugieren un retorno a condiciones moderadamente húmedas, con un aumento en las precipitaciones respecto al BA.

Periodo de Transición (~13.0 a 11.5 Ka BP)

Representado por el grupo 3 (en color azul Fig. 50), denominado en el hemisferio norte "**Younger Dryas**" (YD), marcó la transición del Pleistoceno al Holoceno, caracterizado por fluctuaciones climáticas notables. En el registro CHA-21-4, se identifican:

- Incremento considerable de producción o aporte de alcanos impares (Total Odd).
- Tendencias isotópicas hacia condiciones más secas: Incrementos graduales de $\sim 50\%$ VSMOW en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$, $\sim 30\%$ VSMOW en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ y $\sim 4\%$ VPDB en $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$.
- Dominancia de vegetación acuática: Alta producción de alcanos n-C23, reflejada en un Índice de Productividad Acuática (Paq) superior a 0.8.
- Presencia de ostrácodos: Las familias Cytherideidae y Leptocytheridae aparecen a partir de ~ 12.5 Ka BP (470 cm de profundidad), lo que sugiere condiciones secas en el entorno lacustre.

Este periodo refleja un sistema en transición hacia condiciones más áridas, previo al inicio del Holoceno.

7.3.2 El Holoceno

El inicio del Holoceno estuvo caracterizado por una marcada inestabilidad en los sistemas oceánicos y atmosféricos, junto con eventos de cambio climático significativos. Este periodo dio lugar a un extenso intervalo climático en los Andes, donde se produjeron profundos cambios en el paisaje que eventualmente influirían en las sociedades humanas.

Según Salaverry Llosa (2015), este intervalo se define por temperaturas moderadas y precipitaciones escasas, estableciendo condiciones más estables y regulares en comparación con los periodos previos. En el registro CHA-21-4, el Holoceno muestra numerosas fluctuaciones de baja amplitud durante su etapa inicial, que tienden a estabilizarse con el tiempo. Su estructura sedimentaria incluye capas arcillo-arenosas intercaladas con materia orgánica y la presencia de ostrácodos en ciertas profundidades.

Holoceno Temprano (11.5–8.0 Ka BP)

Este periodo, representado por el Grupo 2 (en verde Fig. 50), evidencia condiciones predominantemente secas y se caracteriza por:

- Isótopos: Valores elevados de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, con $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ alcanzando -210‰ VSMOW (el valor más alto del registro) y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$ con -190‰ VSMOW.
- Variaciones positivas en $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}31}$, con valores de hasta -28‰ VPDB, lo que sugiere cambios sincronizados entre la vegetación y las fluctuaciones climáticas.
- Producción de alcanos: Inicialmente baja para las ceras acuáticas, seguida por un descenso del Índice de Paq a ~ 0.4 cerca de 11.1 Ka BP. Posteriormente, se observó un incremento a ~ 0.7 después de 10.5 Ka BP, lo que indica un aumento en la contribución de ceras provenientes de macrofitas acuáticas sumergidas (n-C23 y n-C25).
- Ostrácodos: Hasta ~ 10.0 Ka BP (~ 320 cm del testigo), se encontraron abundantes ostrácodos de las familias Cytherideidae y Leptocytheridae, típicos de ambientes muy secos (ver Fig. 51).

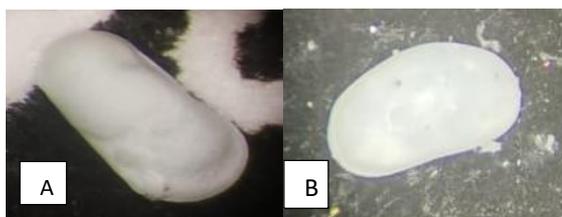


Figura 51. (A) *Cytherideidae* (género *Cyprideis*) y (B) *Leptocytheridae* (género *Leptocythere*).

Interpretación: Los patrones observados durante el Holoceno temprano reflejan una significativa disminución en la entrada de humedad, indicando condiciones extremadamente secas. Estas condiciones podrían estar asociadas con una reducción en las tasas de precipitación, acompañada de cambios en los procesos de biosíntesis de las plantas y en sus estrategias de uso de agua y nutrientes, impulsados por la limitada disponibilidad de humedad en el ambiente.

Holoceno Medio (8.0–4.0 Ka BP)

Durante este periodo, las condiciones climáticas iniciales continuaron siendo similares a las del periodo anterior. Sin embargo, entre 7 y 6.2 Ka BP, representado por el Grupo 2 (en verde), se identificaron patrones significativos:

- Isótopos: Valores promedio de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$ que alcanzan los máximos del registro (-180‰ VSMOW), con fluctuaciones notorias.
- Sedimentación: Incremento de tasa, indicando mayor transporte de material al lago. Cambio en la estructura estratigráfica, intercalando arcillo-arenosa con turbas.
- Producción de ceras: Alta productividad de n-alcanos acuáticos, atribuida a la colonización de macrofitas en aguas someras del lago.

Se hipotetiza que este intervalo estuvo marcado por una sequía intercalada con eventos de alta precipitación, lo que afectó significativamente la vegetación local y alteró la producción de ceras como respuesta a condiciones ambientales severas.

Transición entre 6.2 y 4.5 Ka BP (Grupo 3- azul Fig. 50): Este periodo presentó cambios notables en los registros sedimentarios e isotópicos:

- Material terrestre: A partir de ~5.8 Ka BP, se evidenció un predominio de alcanos de cadena larga (n-C29, n-C31), indicando una mayor contribución de material de origen terrestre sobre el acuático. Esto coincide con una marcada disminución en el Paq.

- Sedimentación: tasa constante y cambio en la estructura estratigráfica total, pasando a solo turbas.
- Variaciones isotópicas: Disminuciones significativas del $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$ se redujeron a -260‰ y -270‰ VSMOW, respectivamente (reducción de 40‰ y 60‰), mientras que $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ mostró una caída de 5‰ VPDB, alcanzando -32‰ VPDB.

Interpretación: Los registros sugieren procesos hidroclimáticos dinámicos.

- Eventos de lluvias intensas: Incremento en la frecuencia o intensidad de las precipitaciones, lo que generó un transporte mayor de sedimentos al lago.
- Flujos de alta energía: Episodios extremos, como tormentas o inundaciones estacionales, pudieron aumentar momentáneamente la entrada de sedimentos.
- Cambios en el balance hídrico: Las condiciones más húmedas favorecieron el predominio y una mayor contribución de vegetación terrestre, a partir de 5.8 Ka BP.
- Impacto ecológico: La transición marcó un cambio significativo en el régimen de precipitaciones, evidenciando pulsos de mayor humedad que impactaron profundamente en la composición y adaptación de las comunidades vegetales. Estos cambios reflejan un entorno de alta variabilidad climática, con implicaciones importantes para los ecosistemas locales y su resiliencia frente a las condiciones fluctuantes del Holoceno Medio.

Holoceno Tardío (4.0 Ka BP - Presente)

De 4.0 a ~1.9 Ka BP: Durante este intervalo, los registros isotópicos y de biomarcadores muestran características importantes:

- Isótopos: El $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ osciló cerca de -260‰ VSMOW, acompañados de un $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ de -32‰ VPDB, lo que sugiere la persistencia de condiciones húmedas.
- Fluctuaciones isotópicas: A ~3.0 Ka BP, se da un aumento de ~20‰ y 30‰ VSMOW en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$, seguido de una disminución similar a ~2.0 Ka BP.

- Producción de ceras: Predominio continuo de ceras terrestres, lo que indica una mayor productividad de plantas terrestres o emergentes, aunque con un incremento en la producción acuática reflejado en un Paq más alto.

De ~1.9 a ~0.8 Ka BP: No se cuenta con datos debido a la falta de muestras analizadas, lo que deja un vacío temporal en el registro de este período.

De ~0.8 Ka BP en adelante: En este intervalo, la resolución temporal disminuye notablemente debido a posibles hiatos en la sedimentación:

- Tasa de sedimentación: Baja tasa, asociada con una menor compactación, predominancia de turberas y bajo contenido de sólidos, especialmente evidente en los 18-24 cm del registro estratigráfico, correspondientes al último milenio.

Período más reciente (~100 años BP): En el contexto del Periodo de Calentamiento Moderno, los registros muestran cambios significativos:

- Estructura estratigráfica: Compuesta por arenas mezcladas con turba, con formación de suelo en las capas más superficiales.
- Isótopos: Incremento notable en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}29}$ (-185‰ VSMOW) y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}31}$ (-220‰ VSMOW), valores que figuran entre los más altos del registro.
- Paq: Incremento marcado, reflejando mayor proporción de ceras de origen acuático.

Interpretación hidro climática del Periodo de Calentamiento Moderno:

a) Estrés hídrico creciente: El enriquecimiento isotópico indica un sistema bajo estrés hídrico, con plantas enfrentando agua isotópicamente más pesada, característica de lagos en climas áridos o con mayor evaporación.

b) Reducción de disponibilidad hídrica: Las temperaturas elevadas habrían intensificado la evaporación, reduciendo los niveles de agua en el sistema endorreico.

c) El aumento del Paq indica mayor actividad de plantas acuáticas en aguas cálidas y someras, mientras que la productividad terrestre pudo haberse reducido o estabilizado.

d) La formación de suelos superficiales refleja una transición hacia una mayor cobertura terrestre en los márgenes del lago, sugiriendo un nuevo equilibrio hidrológico y ecológico.

Este análisis evidencia cómo el sistema lacustre y su entorno responden de manera dinámica a los cambios climáticos, marcando un impacto significativo en el balance hídrico y la biodiversidad local.

7.4 Influencias remotas sobre el clima del Altiplano Cuzqueño.

Los cambios hidro climáticos en el Altiplano Sudamericano están vinculados a variaciones en la circulación atmosférica y oceánica, así como a factores como la insolación, la concentración de gases de efecto invernadero y modificaciones en la órbita terrestre. Estas dinámicas han influido significativamente en el clima desde el final de la última glaciación (Post-LGM) hasta el Holoceno. En este contexto, las tendencias registradas en el registro CHA, reflejan una combinación de influencias globales y regionales. Para analizar estas tendencias, se emplearon registros climáticos terrestres de alta resolución en los Andes, la región amazónica y a escala global (ver Tabla 5). Estas comparaciones permiten interpretar las fluctuaciones isotópicas del $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ de las ceras terrestres del altiplano cuzqueño, proporcionando una perspectiva integrada de los mecanismos que operaron durante este período en esta región.

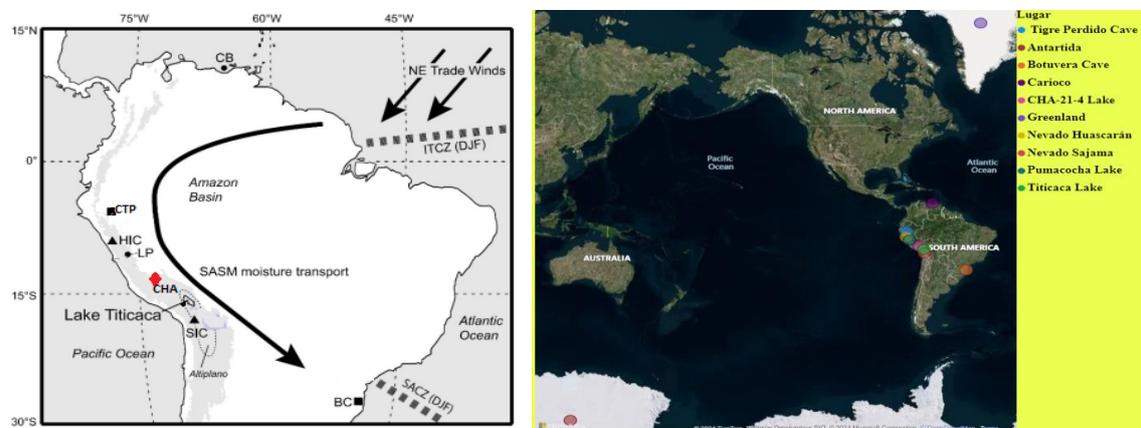


Figura 52. Mapa de Suramérica con la ubicación del registro CHA y otros registros en discusión: espeleotemas (cuadrados), Núcleos de Hielo (triángulos), sedimentos lacustres (círculos) y sitio de estudio(diamante). CB: Cuenca Carioco, CTP: Cueva del

Tigre perdido, HIC: Huascarán, LP: Laguna Pumacocha, SIC: Sajama, BC: Cueva de Botuvera, Lago Titicaca.

En la Fig. 52 se detallan las ubicaciones geográficas de los registros utilizados, mientras que en la Fig. 53 se presentan las comparaciones y se exploran los mecanismos responsables de las tendencias hidro climáticas observadas en este período.

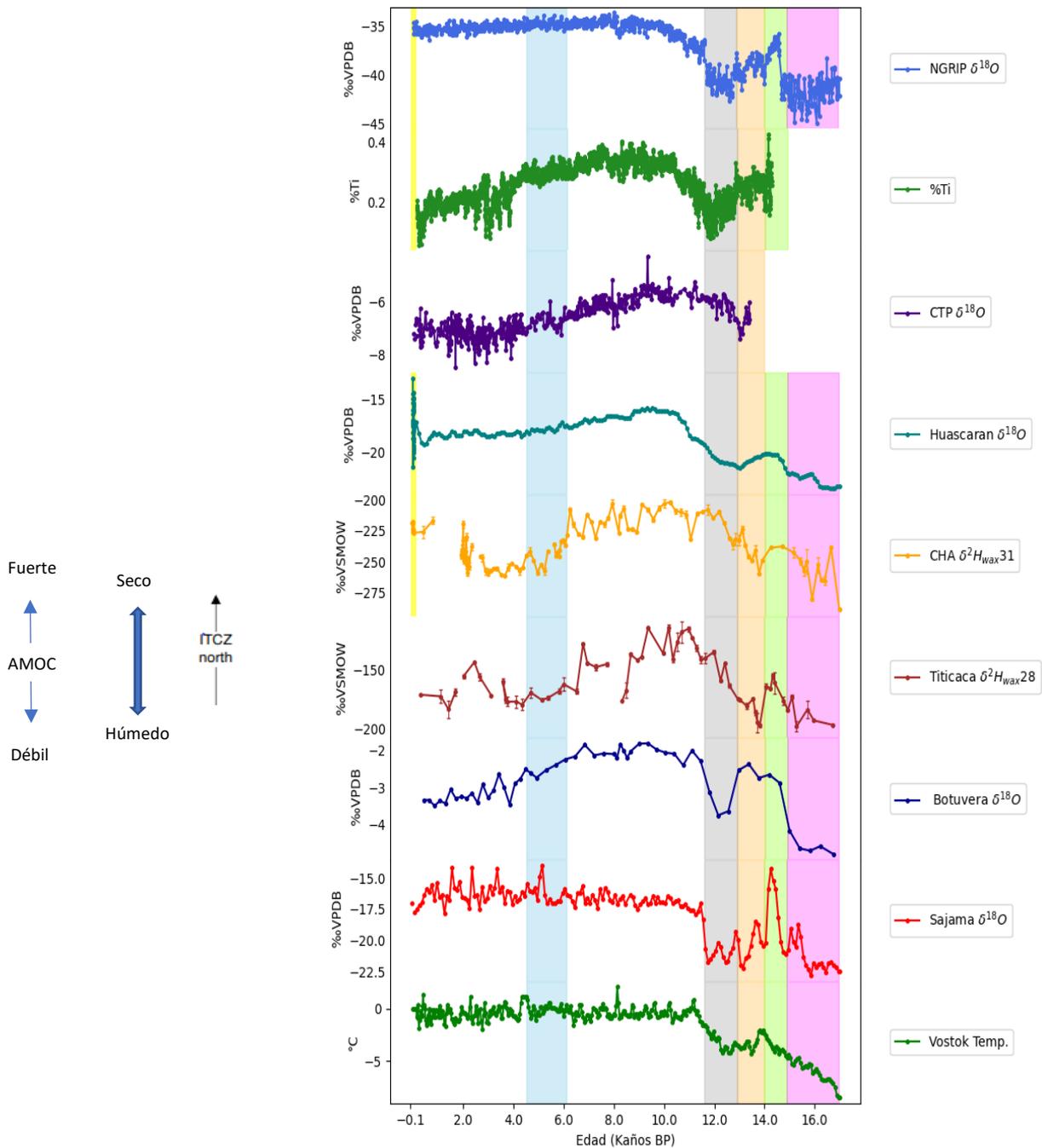


Figura 531. Series de tiempo del registro CHA y de registros globales y regionales: NGRIP ($\delta^{18}O$), Registro marino Cuenca del Carioco(%Ti), CTP Espeleotema Cueva del Tigre Perdido ($\delta^{18}O$), Hielo del Huascarán ($\delta^{18}O$), CHA δ^2H_{wax31} , Lago Titicaca

δ^2H_{wax28} , *Espeleotema Cueva del Botuvera* ($\delta^{18}O$), *Hielo del Sajama* ($\delta^{18}O$) y *del Vostok* (*Temp.*). *Franja roja: HS1, verde: BA, naranja: ACR, gris: YD, azul: T, amarilla: CM.*

7.4.1 Desglaciación: Procesos y Mecanismos Subyacentes.

Definir temporalmente el final de la Última era Glacial es complicado debido a que estos eventos no ocurrieron de manera simultánea en todo el planeta. En los Andes y la Amazonía occidental, el proceso de desglaciación probablemente comenzó entre 22 y 19 mil años BP, según los estudios de Rodbell (1993), Seltzer et al. (2002) y Smith et al. (2005) (citados por Urrego et al. (2009)).

Durante el periodo de **desglaciación**, específicamente entre 17.0 Ka y poco antes de 14.5 Ka BP, correspondiente al Evento Heinrich 1 (HS1), el registro CHA muestra los niveles más altos de precipitación. Esto se evidencia en el mayor empobrecimiento de δ^2H_{wax} , un indicador coherente con otros registros paleoclimáticos, como los núcleos de hielo del Huascarán (Thompson et al., 2000) y Sajama (Thompson et al., 1998) en los Andes, así como el espeleotema de la cueva de Botuverá en el sur de Brasil (27.23° S, 49.15° O; 250 msnm) (Wang et al., 2007). Este patrón sugiere un aumento generalizado de la humedad en los Andes centrales, el occidente amazónico y el sur de Brasil durante el periodo postglacial, tal como señala Cruz (2006) citado por Cheng et al., (2013).

El empobrecimiento del δ^2H_{wax} en nuestro registro es comparable con la disminución del $\delta^{18}O$ observada en los núcleos de hielo de la Antártida y Groenlandia, que reflejan un marcado enfriamiento durante el HS-1. Este periodo también coincide con los bajos valores de δD_{wax} en los ácidos alcanóicos (FAME) de cadenas n-C28 y n-C30 registrados en el lago Titicaca (Fornace et al., 2014), lo que sugiere un incremento significativo en las precipitaciones en los Andes centrales y el Altiplano.

El Bölling-Allerød (BA) y la Reversión Fría Antártica (ACR) se analizan conjuntamente debido a su proximidad temporal, aunque la delimitación entre el enfriamiento en el hemisferio sur y el calentamiento en el hemisferio norte no está claramente definida

(Pedro et al., 2016), como se evidencia en los registros estudiados. Durante el BA, se observa un incremento isotópico en todos los paleo-registros, con cambios más marcados en el hemisferio norte, asociados a aumentos de temperatura de alta latitud que alcanzaron hasta 10°C en décadas. En contraste, las temperaturas en la Antártida aumentaron gradualmente, con variaciones menores de 1° a 3°C en el transcurso de varios siglos (Novello et al., 2017).

El registro de Vostok en la Antártida (Petit et al., 1999) identifica el inicio del ACR entre 14.5 y 12.9 Ka BP, mostrando un patrón bipolar en comparación con los núcleos de hielo de Groenlandia (Pedro et al., 2011). Este enfriamiento en el hemisferio sur tiene una señal clara en las regiones tropicales, particularmente en las zonas altas de los Andes (Jomelli et al., 2014). En el registro CHA, así como en los del Huascarán, la cueva del Tigre Perdido, Sajama y el Lago Titicaca, se observan señales pronunciadas del **ACR**, reflejadas en un abrupto empobrecimiento isotópico de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, lo que indica un retorno a condiciones húmedas. Sin embargo, esta señal no está presente en el registro de Botuverá. Durante el Younger Dryas (YD), el hemisferio norte experimentó un marcado descenso en las temperaturas de invierno y primavera, mientras que los veranos permanecieron relativamente cálidos según los estudios de Schenk et al., (2018). En contraste, la Antártida se calentó y se registró un aumento en los niveles atmosféricos de CO_2 , según Beeman et al. (2019), (citados por Palacios et al., 2020). Estos cambios se reflejan en los registros de Groenlandia y la Cuenca de Cariaco, que muestran temperaturas bajas y menor deposición de %Ti, lo que sugiere condiciones secas en el hemisferio norte durante este periodo. En el registro CHA, el incremento progresivo en $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ evidencia una transición hacia condiciones más secas hacia el inicio del Holoceno, en línea con patrones del lago Titicaca, Cueva del Tigre Perdido y Huascarán.

Además, se observa un desfase de aproximadamente 1000 años respecto a registros del hemisferio norte, de Sajama, Huascarán y Botuverá, tanto en nuestro registro como en el lago Titicaca, posiblemente influido por la compleja geografía regional y la sensibilidad del proxy utilizado. Aunque en el lago Titicaca se usaron ácidos alcanóicos n-C28 y n-C30 como proxy para δD_{wax} , mientras que en nuestro estudio se emplearon alcanos n-C29 y n-C31, ambos registros coinciden en reflejar la señal climática regional asociada al ACR y el desfase previo al Holoceno, pese a algunas diferencias específicas. Esto resalta la necesidad de estudios adicionales para profundizar en la comprensión de estos patrones.

Mecanismos de la Desglaciación

La deglaciación estuvo impulsada por una combinación de forzamientos orbitales y mecanismos internos, incluyendo cambios en la circulación oceánica y atmosférica, composición de gases de efecto invernadero (CO_2 y CH_4), y la extensión del hielo marino. Una vez iniciada, se produjo un efecto de "sube y baja bipolar" entre los hemisferios, afectando las corrientes oceánicas, la circulación atmosférica y los glaciares. Este fenómeno explica el comportamiento opuesto entre los registros climáticos del hemisferio norte y sur durante eventos clave como HS-1, BA/ACR y YD (Palacios et al., 2020).

El evento Heinrich 1 (HS1) fue impulsado por el enfriamiento en el Atlántico Norte y grandes descargas de agua de deshielo, lo que debilitó el AMOC (McManus et al., 2004; Ng et al., 2018, citados por Yseki et al., 2022). Esto generó un contraste térmico interhemisférico, alterando las precipitaciones en los Andes centrales (Baker et al., 2001), el sureste (Cruz et al., 2005) y suroeste de Brasil (Novello et al., 2017), así como en el oeste de la Amazonía (Cheng et al., 2013). Estas dinámicas climáticas estuvieron asociadas al desplazamiento hacia el sur de la ZCIT y a la intensificación del Monzón Sudamericano, subrayando la conexión entre los forzamientos globales y los cambios regionales durante la transición glacial-interglacial, asociadas a cambios en el balance energético interhemisférico.

En contraste, durante el Bölling-Allerød (BA), el fortalecimiento del AMOC (McManus et al., 2004), desencadenó un rápido calentamiento en el Atlántico Norte, asociado con aumentos en los niveles atmosféricos de CO₂ y CH₄ (Chen et al., 2015; Rosen et al., 2014, citados en Palacios et al., 2020). Este fenómeno estuvo liderado por cambios en los océanos, que precedieron a las transformaciones atmosféricas, desempeñando un papel crucial en el calentamiento del hemisferio norte (Thiagarajan et al., 2014, citado en Palacios et al., 2020). Además, este proceso pudo haber sido influido por un derretimiento significativo en la Antártida previo al BA (Weber et al., 2014, citado en Palacios et al., 2020).

Durante este periodo, el enfriamiento en la Antártida incrementó la cobertura de hielo marino, desplazando los vientos del oeste y la ZCIT hacia el norte, lo que debilitó las precipitaciones en Sudamérica y redujo la intensidad del Monzón Sudamericano (Pedro et al., 2016). Posteriormente, durante el ACR, las condiciones se tornaron más húmedas, mientras que el YD presentó un régimen semiseco/semihúmedo. Ambos periodos estuvieron caracterizados por bajas temperaturas en el hemisferio norte y un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, incrementando el flujo de humedad hacia Sudamérica y debilitando los monzones en el hemisferio norte. Estos cambios están relacionados con el debilitamiento del AMOC y la expansión del hielo marino durante el YD (Meissner, 2007; Steffensen et al., 2008, citados en Palacios et al., 2020). En síntesis, los cambios climáticos durante este intervalo destacan el papel de los forzamientos de alta latitud, particularmente la temperatura del hemisferio norte, como factores clave en las alteraciones abruptas de las precipitaciones sobre Sudamérica tropical. En los Andes, la combinación de elevación extrema y aridez confiere una mayor sensibilidad a las precipitaciones en comparación con regiones montañosas más bajas y húmedas de América del Norte y Europa (Palacios et al., 2020).

7.4.2 Holoceno: Procesos y Mecanismos Subyacentes.

Las variaciones isotópicas durante el Holoceno presentan fluctuaciones de menor amplitud en comparación con los periodos post-glaciales, reflejando condiciones hidrológicas más estables. En el Altiplano del Cuzco, nuestro registro CHA evidencia una disminución de las precipitaciones en la transición al **Holoceno temprano**, tendencia que continuó durante el Holoceno medio. Este patrón también se observa en registros como el $\delta^{18}\text{O}$ de Pumacocha y los núcleos de hielo de Sajama y Huascarán, que muestran un depósito isotópicamente más cálido en el Holoceno temprano seguido de un enfriamiento progresivo (Bird, Abbott, Vuille, et al., 2011).

De manera similar, los espeleotemas de la Cueva del Tigre Perdido y la Caverna Botuverá en el sureste Brasil muestran un enriquecimiento isotópico al inicio del Holoceno, con una disminución gradual hacia el Holoceno tardío. El Lago Titicaca también experimentó una marcada reducción en su nivel, disminuyendo aproximadamente 15 metros entre 8.0 y 6.0 Ka BP, lo que transformó su cuenca sur pasando de ser un lago profundo y fresco a un ambiente más somero colonizado por Characeae (Guédron, 2023).

Estos patrones sugieren una disminución de la humedad efectiva en los Andes tropicales durante el Holoceno temprano y medio. En contraste, en la Cuenca del Cariaco, un aumento en el porcentaje de titanio (%Ti) señala un incremento en las precipitaciones en el norte de Sudamérica, vinculado al desplazamiento hacia el norte de la ZCIT. Asimismo, los valores isotópicos del núcleo de hielo NGRIP indican temperaturas más altas en el hemisferio norte durante este periodo. Todo esto evidencia el efecto de contraste bipolar interhemisférico.

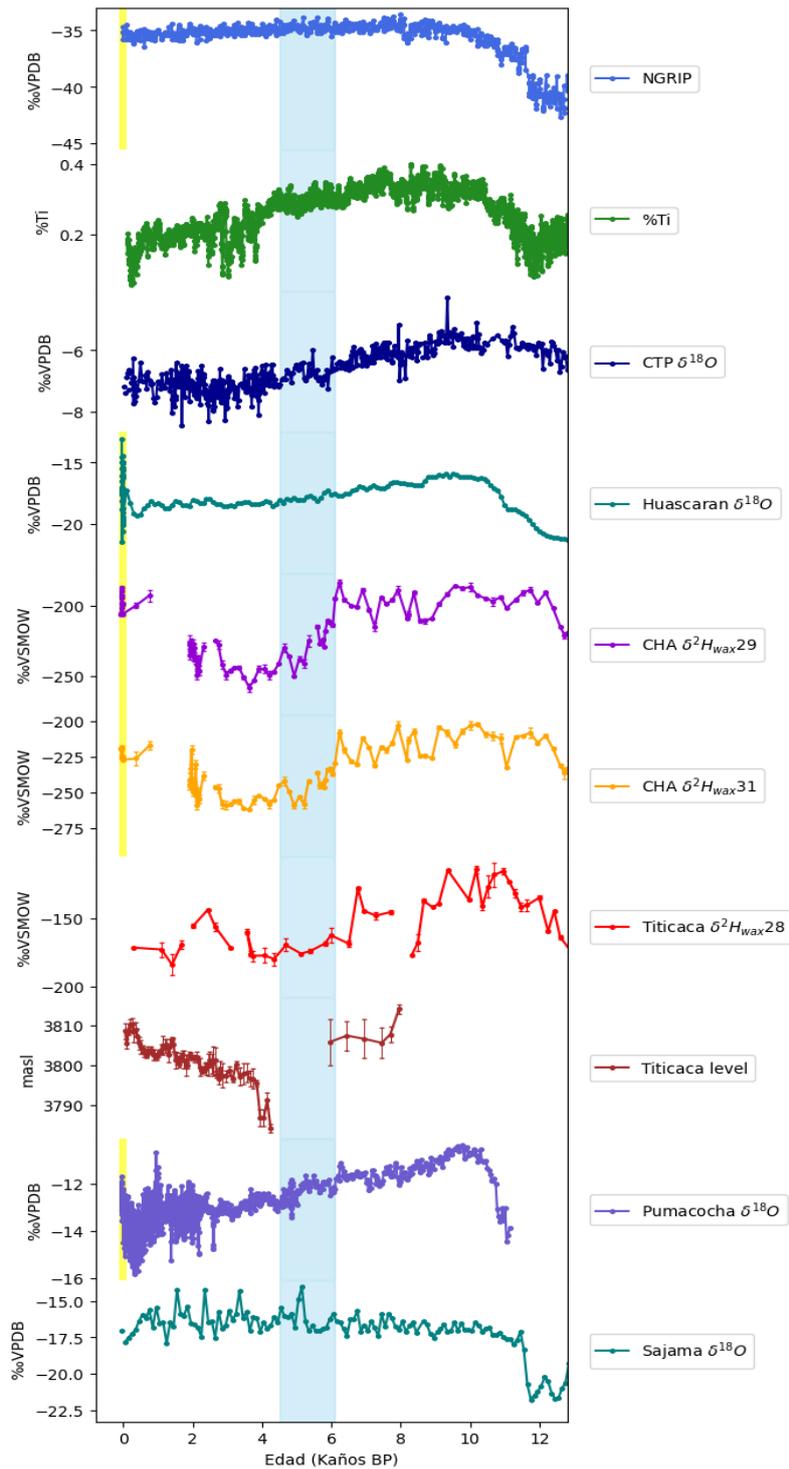


Figura 54. Comparación del registro CHA 21-4 de δ^2H_{wax29} , δ^2H_{wax31} con Registro de Groenlandia (NGRIP) ice core $\delta^{18}O$ (Svensson et al., 2008), Registro marino Cuenca del Carioco(%Ti), registro del CTP y Huascarán, del lago Titicaca δ^2H_{wax28} (Fornace et al., 2014), registro de nivel del lago (Guédron, 2023), registro $\delta^{18}O$ del Pumacocha, y Sajama en los últimos 17 mil años. Franja en azul indica transición, amarilla CM.

En la parte final del **Holoceno medio** (6.2–4.5 Ka BP), nuestro registro muestra una transición caracterizada por disminuciones en los valores de δ^2H_{wax} y un incremento en

la producción de ceras de origen terrestre. Estos cambios sugieren un aumento en las precipitaciones y mayores entradas de humedad en la región. Este patrón es consistente con múltiples registros paleoclimáticos de los Andes tropicales, que también indican un cambio climático significativo en este periodo.

Sin embargo, el establecimiento de condiciones más húmedas no fue uniforme. Se observa una progresión gradual hacia el sur, con transiciones más abruptas en los sitios situados en latitudes meridionales, mientras que en los puntos más cercanos al ecuador las transiciones fueron más graduales. Este comportamiento espacial resalta la heterogeneidad climática en los Andes tropicales durante el Holoceno medio a tardío.

De norte a sur, según la Fig. 54, los cambios se describen de la siguiente manera:

- (1) Cueva del Tigre Perdido (CTP): Transición suave y gradual hacia condiciones húmedas alrededor de 4.4 Ka BP.
- (2) Huascarán: transición gradual con condiciones húmedas consolidadas después a 4.5 Ka BP.
- (3) Pumacocha: Incremento notable en la humedad después de 4.6 Ka BP, con un cambio más pronunciado.
- (4) CHA: Transición abrupta hacia condiciones húmedas después de 4.5 Ka BP.
- (5) Lago Titicaca: Cambio abrupto hacia condiciones húmedas alrededor de 3.5 Ka BP.
- (6) Sajama: Establecimiento abrupto de condiciones húmedas a partir de 3 Ka BP.

Estos cambios están alineados con los hallazgos de Abbott et al., (2003), quienes atribuyen la transición a un cambio en el balance precipitación- evaporación (P-E) impulsado por el forzamiento orbital. Este mecanismo habría desplazado progresivamente la ZCIT hacia el sur, intensificando la convección durante la temporada de lluvias a medida que la insolación estival aumentaba en el Holoceno tardío.

Por otra parte, el nivel lacustre del Lago Titicaca, según registros de Guédron (2023), muestra que entre 6.0 y 5.0 ka BP no hubo sedimentación en la fosa de Chua, la zona más profunda, lo que indica una casi total desecación de la cuenca sur. Este hallazgo coincide con estudios en el Lago Menor y con niveles bajos registrados en el Lago Mayor, donde el agua descendió hasta 85 metros por debajo del nivel actual (Guédron, 2023).

Asimismo, el registro de δD_{wax} del Lago Titicaca (Fornace et al., 2014) muestra un empobrecimiento isotópico rápido, coherente con los datos de nuestro registro CHA. Este patrón sugiere una transición desde condiciones áridas del Holoceno medio hacia un entorno más húmedo en el Holoceno tardío, caracterizado por lluvias esporádicas de baja intensidad (Núñez et al., 1997).

Estos cambios estuvieron acompañados por variaciones en la fuente hídrica, transformaciones en la vegetación (fisiología y biogeoquímica) (Urrego et al., 2009) y una disminución en la evaporación, vinculada a un enfriamiento gradual y ligero, junto con un aumento de la humedad. Este fenómeno se relaciona con un monzón más intenso, especialmente en zonas de alta montaña, impulsado por una mayor insolación tropical debido a forzamientos orbitales.

El hiato sedimentario identificado por Guédron (2023) en el lago Titicaca, podría indicar un balance de humedad localmente variable, que superpone los efectos de la cantidad de precipitaciones sobre el sistema lacustre.

En contraste, el registro de la Cuenca de Cariaco refleja una reducción de %Ti, indicando un aumento de la aridez en el Caribe, mientras que los Andes tropicales experimentaron un incremento en la humedad. Este patrón sugiere un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, intensificando las lluvias en los Andes y disminuyendo la humedad en el Caribe.

En conjunto, estos procesos resaltan cómo los sistemas climáticos tropicales responden a los forzamientos orbitales y a variaciones en la circulación atmosférica, destacando la

influencia de los gradientes latitudinales en la configuración climática durante el Holoceno.

Durante el **Holoceno tardío**, aproximadamente entre 4.0 y 3.0 ka BP, nuestro registro muestra una disminución progresiva en los valores isotópicos de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$, indicando condiciones húmedas relativamente estables. Este patrón concuerda con otros registros paleoclimáticos regionales, como las tendencias de $\delta^{18}\text{O}$ en el Lago Pumacocha, que presentan similitudes significativas con los registros de hielo del Huascarán y la Cueva del Tigre Perdido. Asimismo, el nivel del Lago Titicaca aumentó rápidamente después de 4.0 Ka BP, conectando las cuencas oriental y occidental del Lago Menor en un periodo de aproximadamente 500 años (Guédron et al., 2023a).

La ausencia de muestras analizadas entre 1.9 y 0.8 Ka BP limita la identificación precisa de eventos como el "Óptimo Climático Medieval" y la "Pequeña Edad de Hielo."

Sin embargo, en la Fig. 55 se observa un incremento significativo de $\delta^{18}\text{O}$ desde aproximadamente 1850 A.C., consistente con los registros del Lago Pumacocha y el núcleo de hielo de Huascarán, particularmente entre 1820 y 1900 A.C. Este aumento, alineado con datos del NGRIP, marca el inicio del **Periodo de Calentamiento Moderno** (CM).

Desde el siglo XX, los registros instrumentales revelan en el Altiplano una menor frecuencia de lluvias, retroceso glaciar sostenido, rápido derretimiento de capas de hielo (Thompson et al., 2003) y una tendencia de calentamiento desde mediados del siglo XX (Vuille et al., 2003). Estas tendencias coinciden con el aumento de la demanda hídrica debido al crecimiento poblacional y la expansión minera. Además, los modelos climáticos (Bradley et al., 2006; Urrutia y Vuille, 2009) proyectan incrementos de temperatura y aridez en la región, lo que afectaría la disponibilidad de agua para agricultura, ganadería, minería y la dinámica de especies en los Andes centrales (citados en Morales et al., 2012).

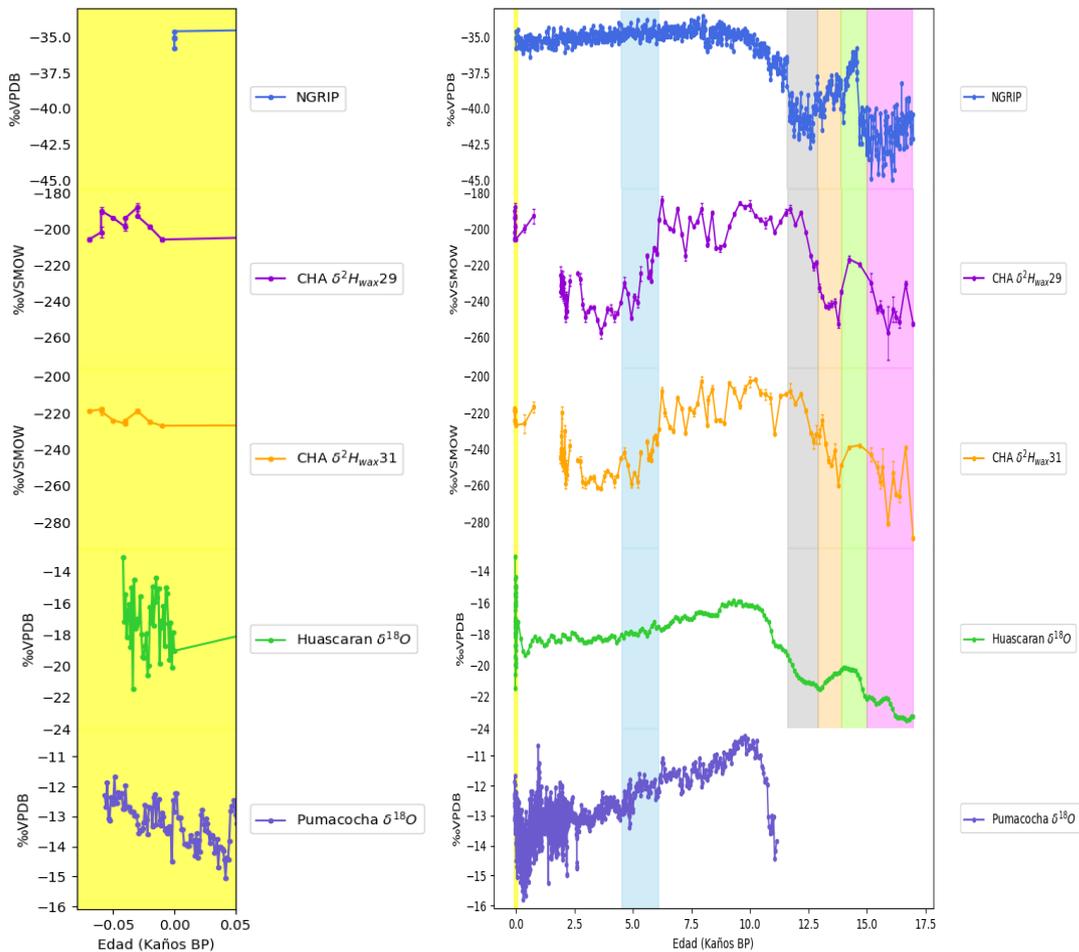


Figura 55. Series de tiempo del registro en estudio CHA-21-4 y de otros registros globales y regionales: Núcleo de Hielo NGRIP ($\delta^{18}O$), δ^2H_{wax29} -CHA, δ^2H_{wax31} -CHA, Núcleo de Hielo del Huascarán ($\delta^{18}O$), Laguna Pumacocha ($\delta^{18}O_{cal}$), Franjas roja:HS1, verde: BA, naranja: ACR, gris: YD, azul : T, amarilla: CM.

Mecanismos Holoceno.

Durante el Holoceno temprano, los parámetros orbitales de Milankovitch intensificaron los monzones de verano en el hemisferio norte, mientras que en el hemisferio sur, la menor insolación y estacionalidad veraniegas provocaron un retroceso del cinturón de precipitaciones monzónicas en el Altiplano andino (Kutzbach y Street-Perrott, 1985; ambos citados en Núñez et al., 1997).

La ZCIT se mantuvo más al norte durante el Holoceno temprano y medio, generando un déficit de lluvias en los Andes tropicales, como indican los registros de la cuenca Cariaco Haug et al., 2001). Este periodo también estuvo marcado por un mayor gradiente de

temperatura entre los océanos Pacífico occidental y oriental, lo que sugiere una menor variabilidad del ENSO, aunque la relación sigue siendo compleja (Koutavas et al., 2006; citado en Apaéstegui Campos & Takahashi, 2016).

Estudios de sedimentos del cráter Laguna (Conroy et al., 2008) y registros geológicos y arqueológicos (Mächtle et al., 2018) indican que los eventos de El Niño eran menos frecuentes e intensos antes de 4.2 Ka B.P., especialmente en el Pacífico oriental y la costa sudamericana.

La sequía prolongada del Holoceno medio en la región altiplánica puede explicarse por:

- Disminución de la insolación en el HS, reduciendo la radiación solar en el Altiplano.
- Debilitamiento del monzón sudamericano, disminuyendo las precipitaciones.
- Condiciones dominantes tipo La Niña, asociadas a un enfriamiento en el Pacífico ecuatorial y sequías prolongadas (Mächtle et al., 2018).

La transición al Holoceno tardío (~6.2-4.5 Ka B.P.) estuvo caracterizada por una mayor inestabilidad oceánica-atmosférica, con alternancia de fases secas y húmedas similares a las dinámicas actuales de ENSO (Salaverry Llosa, 2015). Este periodo marcó un cambio significativo en el sistema climático regional:

- Aumento de la insolación en el hemisferio sur debido a la influencia orbital, incrementando la radiación solar en el Altiplano.
- Fortalecimiento del SASM, que incrementó las precipitaciones, favoreció cambios en la vegetación y promovió la expansión de ecosistemas más húmedos (Abbott et al., 2003; Bird et al., 2011; Jomelli et al., 2014; Vuille et al., 2000).

Durante el Holoceno tardío, el aumento de la humedad en los trópicos del sur estuvo vinculado a una mayor insolación en el verano austral, que intensificó la actividad convectiva en la región (Novello et al., 2017). Este incremento de humedad se manifestó inicialmente en el norte de la cuenca del Titicaca y progresivamente en el sur (Abbott

et al., 2003), reflejando un cambio transgresivo en el balance precipitación- evaporación (P-E) impulsado por el forzamiento orbital y el aumento de la insolación.

Además de los cambios climáticos milenarios asociados al forzamiento orbital, se registraron fluctuaciones a mayor resolución durante este periodo, relacionadas con variaciones en las temperaturas superficiales del mar (SST) en los océanos Pacífico y Atlántico tropical. Estas fluctuaciones, vinculadas a una mayor actividad del Fenómeno de El Niño, influyeron en el balance hídrico regional (Clement et al., 2000). En el Altiplano, El Niño se asocia con condiciones secas, mientras que La Niña favorece condiciones húmedas (Vuille et al., 2012).

Asimismo, el desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical pudo haber intensificado la prevalencia y variabilidad de El Niño, aumentando su impacto latitudinal (Clement et al., 2000; Marchant et al., 2004). (ver Fig. 56).

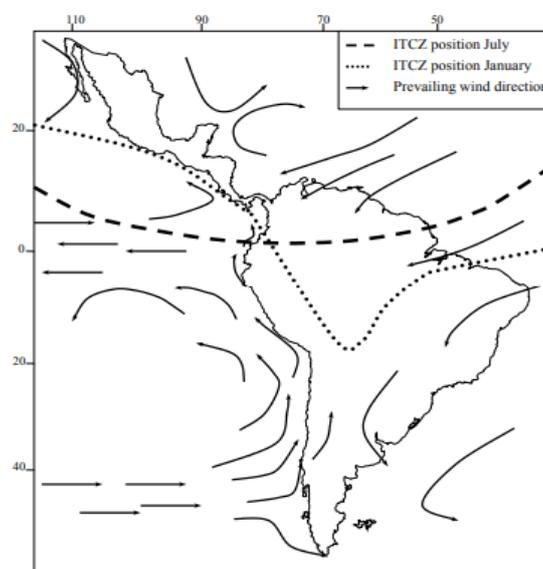


Figura 56. Mapa de Latino América mostrando la presente – posición diaria en verano e invierno de la ZCIT y el patrón de los vientos en macroescala (de ahí la humedad) sobre Latinoamérica. Modificado de Marchant et al., (2009).

Mecanismos Calentamiento Moderno (Últimos~100 años B.P)

Desde mediados del siglo XX, se ha identificado una tendencia regional de disminución de precipitaciones, acentuada desde la década de 1970 y parcialmente atribuida al cambio

climático antropogénico. Según proyecciones, las precipitaciones anuales podrían disminuir hasta un 40% para finales del siglo bajo escenarios de altas emisiones (Quintana y Aceituno, 2012; Vera y Díaz, 2015; Fuenzalida et al., 2007, citados en Garreaud_et_al_2019).

El aumento de gases de efecto invernadero contribuiría al debilitamiento y expansión hacia los polos de la circulación de Hadley, extendiendo las regiones subtropicales áridas hacia latitudes mayores y alterando patrones de precipitación, según simulaciones del escenario A2 del Cuarto Informe de Evaluación del IPCC. Esto podría desplazar la ZCIT, modificar lluvias monzónicas y aumentar la frecuencia e intensidad de fenómenos extremos como huracanes y tormentas tropicales, con impactos significativos en agricultura, recursos hídricos y ecosistemas globales (Lu et al., 2007).

7.5 Resumen de Variabilidad y Mecanismos hidro climáticos

Los cambios en el ciclo hidrológico han sido clave en las transformaciones ambientales del Altiplano cuzqueño, generando variaciones significativas a distintas escalas temporales y conectando dinámicas locales con patrones climáticos globales. El registro CHA evidencia una fuerte correlación con otros registros andinos y amazónicos occidentales, vinculando las variaciones isotópicas de la precipitación con cambios en la intensidad del SASM y patrones climáticos de gran escala que afectan consistentemente a los Andes.

Comparaciones con registros globales, como Groenlandia y la Cuenca de Cariaco, evidencian un desacople climático hemisférico asociado al efecto "sube y baja bipolar".

Este hallazgo subraya cómo las dinámicas hemisféricas han moldeado los climas regionales en respuesta a forzamientos externos y orbitales. Finalmente, se observa una señal clara de calentamiento reciente lo que refleja la creciente influencia antropogénica, alineándose con tendencias globales.

Hallazgos clave:

Eventos climáticos regionales: Los cambios isotópicos documentan fluctuaciones en la intensidad del SASM y su influencia en la precipitación del Altiplano.

Conexiones hemisféricas: Las similitudes con registros del hemisferio norte destacan la sincronización climática global y la naturaleza desacoplada entre los hemisferios.

Tendencias recientes: El calentamiento registrado refuerza la influencia humana sobre el sistema climático contemporáneo.

En la siguiente tabla se resumen los eventos, condiciones climáticas, posibles causas y mecanismos que han operado en los últimos 17 mil años, en el altiplano cuzqueño:

Tabla 7. Resumen de eventos, condiciones, causas y Mecanismos hidro climáticos durante los últimos 17 mil años en el altiplano cuzqueño.

Eventos y Condiciones	Características	Causas/Mecanismos
Heinrich 1	Valores más negativos de δ^2H_{wax} de todo el registro. De -260‰VSMOW(n-C29) y -280‰VSMOW (n-C31).	Enfriamiento en el Atlántico Norte, grandes descargas de agua de deshielo.
Clima glacial muy frío y húmedo.	Valores más negativos de $\delta^{13}C_{wax}$.	Debilitamiento del AMOC.
Intensas precipitaciones	Baja producción del Total Odd.	Desplazamiento hacia el sur de ZCIT.
	Predominio macrofitas (n-C23), Paq alto.	Intensificación del SASM.
BA		
Rápido calentamiento		Notable aumento en los niveles atmosféricos de CO ₂ y metano.
Condiciones menos húmedas (áridas)	Aumento en la producción de Total Odd.	Desplazamiento al norte ZCIT.
Reducción de precipitaciones	Enriquecimiento de δ^2H_{wax} terrestres, de 25-50‰VSMOW, $\delta^{13}C_{wax}$ en 3-7‰VPDB	Fortalecimiento del AMOC.
ACR		Intenso derretimiento de Antártida.
Retorno a condiciones húmedas.	Disminución abrupta de $\delta^{13}C_{wax}$ y δ^2H_{wax} , en 40‰VSMOW (n-C29) y 20‰VSMOW (n-C31).	Enfriamiento del océano del sur.
Mayores precipitaciones	Baja producción del Total Odd.	Desplazamiento al norte ZCIT.
Clima más frío		Fortaleció la AMOC
YD (transición Holoceno)		Debilitamiento del AMOC.
Tendencia a condiciones menos húmedas.	Incremento paulatino del δ^2H_{wax} 29 en 50‰VSMOW, y δ^2H_{wax} 31 en 30‰VSMOW. $\delta^{13}C_{wax}$ 4‰ VPDB en alcanos terrestres.	La Antártida se calentó y aumento el CO ₂ atmosférico.

Drástica caída en las temperaturas HN.	Gran producción de ceras de alcanos de n-C23. Paq alto.	Migración hacia el sur de la ZCIT.
Holoceno Temprano		
Condiciones mucho más secas.	Valores más altos δ^2H_{wax31} del registro. Segundo valor más alto para el δ^2H_{wax29} δ^2H_{wax31} con -210‰ VSMOW, seguido del δ^2H_{wax29} con -190‰ VSMOW.	Menor Insolación del verano del HS.
Gran caída en la tasa de precipitaciones.	Decremento en la producción total de odd alcanos	SASM débil.
	Presencia de ostrácodos de las familias Cytherideidae y Leptocytheridae	
Holoceno medio		
Condiciones muy secas, alternado con intensas precipitaciones.	Pico de productividad de los n-alcanos acuáticos y terrestres en igual proporción. (7 a 6.2 Ka BP.)	ZCIT desplazada al norte.
Marcada evaporación.	Valores δ^2H_{wax29} alcanzan máximo del registro -180‰ VSMOW.	SASM débil
Transición: 6.2 a 4.5 Ka BP	δ^2H_{wax31} y 29 terrestre disminuyó en 40% y 60‰ VSMOW respectivamente.	Progresivo aumento de insolación del verano austral del HS.
Cambio régimen de precipitaciones.	Decremento $\delta^{13}C_{wax}$ en terrestres en 5‰ VPDB.	Máxima inestabilidad oceánica-atmosférica. Tormentas esporádicas.
Condiciones húmedas.	A partir ~ 5.8 Ka BP predominan los alcanos terrestres. Paq decrece drásticamente.	Fortalecimiento del SASM. Mayor actividad convectiva en los trópicos del sur.
Holoceno tardío		
Condiciones húmedas.	δ^2H_{wax31} oscilantes alrededor -260‰ VSMOW.	Alta insolación del verano austral en HS. Alta actividad convectiva en los trópicos del sur.
	$\delta^{13}C_{wax}$ 32‰ VPDB, el más bajo del CHA	Desplazamiento al sur de la ZCIT.
	Mayor productividad en/alrededor del lago de plantas terrestres o emergentes	Aumento prevalencia del ENSO.
Calentamiento Moderno		Recurrencia, signo y amplitud de las SST en el Pacífico/Atlántico tropical.
Condiciones cálidas.	Notables aumentos de δ^2H_{wax29} (-185‰ VSMOW) y del δ^2H_{wax31} (-220‰ VSMOW), entre los más altos del registro.	Mayor actividad del ENSO.
Reducción de precipitaciones	Incremento del Paq.	Cambio climático antropogénico, gases de efecto invernadero.
Reducción sostenida de glaciales		Debilitamiento y una expansión hacia los polos de la circulación de Hadley.

8 CONCLUSIONES

Este estudio proporciona una visión integral de la historia climática del Altiplano Cuzqueño, revelando cómo los cambios en el SAMS, los patrones de humedad y aridez, y las interacciones climáticas hemisféricas han moldeado su ecosistema durante los últimos 17 mil años. El análisis de biomarcadores permitió identificar la estabilidad y adaptabilidad de la vegetación ante fluctuaciones climáticas, desde eventos milenarios hasta el impacto reciente del calentamiento global. Estos resultados son fundamentales para comprender la interacción entre clima, vegetación y recursos hídricos en ecosistemas de alta montaña, y son clave para el diseño de estrategias de conservación y manejo frente al cambio climático en la región.

(1) Respuesta del SAMS y el balance hídrico.

Coherencia de la Variabilidad climática regional:

La sincronía entre la señal isotópica del $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ del registro CHA y otros regionales andinos y amazónicos occidentales, evidencia una notable coherencia en los patrones meteorológicos y climáticos a escala milenial-centenial, a pesar de un desfase de 1,000 años al final de la transición al Holoceno. La coherencia de estos cambios en las precipitaciones a lo largo del monzón sudamericano resalta la influencia de los mecanismos climáticos regionales.

Interacciones climáticas hemisféricas: La correlación con registros del hemisferio norte, como Groenlandia y la Cuenca de Cariaco, evidencia un desacople climático hemisférico que refuerza el efecto de "sube y baja bipolar" durante eventos climáticos clave.

Transformaciones Hidrológicas y Patrones de Humedad y Aridez:

A lo largo de los últimos 17 mil años, el Altiplano Cuzqueño ha experimentado fases alternantes de aridez y humedad. La desglaciación estuvo marcada por condiciones

húmedas, mientras que el Holoceno temprano y medio fueron dominados por aridez, con un retorno a la humedad en el Holoceno tardío. Actualmente, se observa un aumento de la aridez, probablemente por factores antropogénicos.

Tendencias contemporáneas: El calentamiento reciente registrado en el Altiplano está alineado con tendencias globales y refleja una creciente influencia de factores antropogénicos en la dinámica climática de la región. Los últimos 100 años han mostrado cambios significativos en los parámetros estudiados, coincidiendo con el período del calentamiento moderno. Este impacto, que supera las variaciones naturales previas, sugiere una influencia antropogénica clara.

Regulación hídrica y mecanismos climáticos: El Altiplano ha sido influenciado tanto por factores externos, como la temperatura del hemisferio norte, la actividad solar y la variabilidad del SAMS, como por factores internos, como el desplazamiento de la ZCIT, los cuales han alterado la circulación atmosférica, fortaleciendo o debilitando el monzón sudamericano y alterando el régimen de precipitaciones en América del Sur.

(2) Relación Clima-Vegetación en el Altiplano.

Variabilidad climática y su impacto en la vegetación:

Los cambios en la composición y abundancia de los n-alcenos reflejan fluctuaciones climáticas centenarias y milenarias, lo que demuestra las transformaciones en el paisaje debido a eventos climáticos significativos. La correlación entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ resalta la relación estrecha entre cambios en la vegetación y variaciones en el balance hídrico, subrayando la complejidad de las interacciones entre los sistemas climáticos, hidrológicos y biológicos en la región.

Estabilidad de la cobertura vegetal:

A pesar de las fluctuaciones climáticas durante la Desglaciación y el Holoceno, la vegetación predominante ha permanecido similar a la actual, compuesta principalmente

por plantas tipo C3, lo que sugiere una estabilidad ecológica, que a su vez son respaldados por los rangos de valores de ACL, CPI, $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$.

Resiliencia y adaptabilidad de los ecosistemas:

Los resultados destacan la capacidad de los ecosistemas del Altiplano para adaptarse a los cambios hidrológicos y climáticos, manteniendo una composición vegetal robusta frente a las fluctuaciones ambientales. Esta resiliencia es un testimonio de la adaptabilidad de la vegetación ante dinámicas ambientales complejas. Estos hallazgos destacan la importancia de las interacciones entre clima, hidrología y vegetación en la configuración del paisaje, proporcionando una perspectiva clave para abordar los retos ambientales contemporáneos.

En resumen, esta investigación aporta una comprensión profunda de las dinámicas climáticas del Altiplano Cuzqueño, mostrando la complejidad de las interacciones entre sistemas climáticos, hidrológicos y biológicos, y resaltando la necesidad de considerar estos factores al desarrollar estrategias de conservación y manejo en el contexto del cambio climático global.

9 RECOMENDACIONES

Con base en los hallazgos, se proponen recomendaciones para futuras investigaciones en el Altiplano Cuzqueño, centradas en el SASM, la vegetación y el ciclo hidrológico.

1. Profundización en el estudio del SASM

- Investigar más a fondo las interacciones complejas del sistema de monzón, considerando factores como la interacción entre el océano, la radiación solar, la vegetación y la geografía.
- Documentar las recientes variaciones del SASM ante forzamientos naturales y antropogénicos, con énfasis en el impacto de los gases de efecto invernadero en el contexto del calentamiento global.
- Evaluar los efectos de las fluctuaciones climáticas a nivel regional, estableciendo conexiones con dinámicas globales y su influencia en el Altiplano Cuzqueño.

2. Calibración y análisis local de biomarcadores

- Realizar estudios de calibración regional, evaluando plantas modernas y suelos locales, para interpretar con mayor precisión los patrones de n-alcanos en el Altiplano.
- Complementar los análisis con proxies biogeoquímicos y paleoclimáticos adicionales para validar y fortalecer las interpretaciones.

3. Ampliación del análisis en el núcleo CHA 21-4

- Incorporar proxies adicionales e isotopías en el núcleo CHA 21-4 para caracterizar con mayor precisión la paleo-vegetación y su dinámica.
- Investigar las variaciones térmicas y su relación con los patrones de precipitación en períodos de transición climática, como el Holoceno temprano y medio.

Estas recomendaciones buscan enriquecer el conocimiento sobre las dinámicas climáticas y ambientales del Altiplano Cuzqueño, y contribuir al diseño de estrategias de conservación y manejo adaptativo frente al cambio climático global.

10 REFERENCIAS

- Abbott, M. B., Wolfe, B. B., Wolfe, A. P., Seltzer, G. O., Aravena, R., Mark, B. G., Polissar, P. J., Rodbell, D. T., Rowe, H. D., & Vuille, M. (2003). Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *194*(1-3), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00274-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00274-8)
- Aichner, B., Herzsuh, U., & Wilkes, H. (2010). Influence of aquatic macrophytes on the stable carbon isotopic signatures of sedimentary organic matter in lakes on the Tibetan Plateau. *Organic Geochemistry*, *41*(7), 706-718. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.02.002>
- Ampuero, A., Stríkis, N. M., Apaéstegui, J., Vuille, M., Novello, V. F., Espinoza, J. C., Cruz, F. W., Vonhof, H., Mayta, V. C., Martins, V. T. S., Cordeiro, R. C., Azevedo, V., & Sifeddine, A. (2020). The Forest Effects on the Isotopic Composition of Rainfall in the Northwestern Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *125*(4), e2019JD031445. <https://doi.org/10.1029/2019JD031445>
- Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J.-M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Flückiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Grønvold, K., Gundestrup, N. S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C. S., ... North Greenland Ice Core Project members. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, *431*(7005), Article 7005. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Apaéstegui Campos, J. E., & Takahashi, K. (2016). *Variabilidad del ENSO durante el Holoceno: Evidencias paleoclimáticas*. <http://hdl.handle.net/20.500.12816/5082>

- Apaéstegui Campos, J. E., William Cruz, F., Vuille, M., Fohlmeister, J., Espinoza, J. C., Sifeddine, A., Strikis, N., Guyot, J. L., Ventura, R., Cheng, H., & Edwards, R. L. (2018). *Precipitation changes over the eastern Bolivian Andes inferred from speleothem ($\delta^{18}O$) records for the last 1400 years*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.048>
- Apaéstegui Campos, James Emiliano. (2014). *Universidade Federal Fluminense Instituto de Química Programa de Pós-Graduação em Geociências—Geoquímica*.
- Apaestegui, J., Sifeddine, A., Turcq, B., da Cruz, W., Guyot, J.-L., Cheng, H., Bernal, J. R., Leite da Silva Dias, P., Albuquerque, AL. S., Cordeiro, R. C., Belem, A., Moreira-Turcq, P., Gutierrez, D., Ortlieb, L., & Velazco, F. (2018). 2. Cambios climáticos del Holoceno. En S. González Molina & J.-J. Vacher (Eds.), *El Perú frente al cambio climático: Resultados de investigaciones franco-peruanas* (pp. 33-45). IRD Éditions. <https://doi.org/10.4000/books.irdeditions.19649>
- Aron, P. G., Poulsen, C. J., Fiorella, R. P., Levin, N. E., Acosta, R. P., Yanites, B. J., & Cassel, E. J. (2021). Variability and Controls on $\delta^{18}O$, d-excess, and $\Delta^{17}O$ in Southern Peruvian Precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *126*(23), e2020JD034009. <https://doi.org/10.1029/2020JD034009>
- Baker, P. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Dunbar, R. B., Grove, M. J., Tapia, P. M., Cross, S. L., Rowe, H. D., & Broda, J. P. (2001). The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science (New York, N.Y.)*, *291*(5504), 640-643. <https://doi.org/10.1126/science.291.5504.640>
- Baldini, L. M., McDermott, F., Foley, A. M., & Baldini, J. U. L. (2008). Spatial variability in the European winter precipitation $\delta^{18}O$ -NAO relationship: Implications for reconstructing NAO-mode climate variability in the Holocene. *Geophysical Research Letters*, *35*(4). <https://doi.org/10.1029/2007GL032027>

- Billault, I., Bowen, G. J., Chikaraishi, Y., Dawson, T. E., Feakins, S. J., Freeman, K. H., Magill, C. R., McInerney, F. A., Van Der Meer, M. T. J., Polissar, P., Robins, R. J., Sachs, J. P., Schmidt, H.-L., Sessions, A. L., White, J. W. C., West, J. B., & Kahmen, A. (2012). Molecular Paleohydrology: Interpreting the Hydrogen-Isotopic Composition of Lipid Biomarkers from Photosynthesizing Organisms. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *40*(1), 221-249. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105535>
- Bird, B. W., Abbott, M. B., Rodbell, D. T., & Vuille, M. (2011). Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment $\delta^{18}\text{O}$ record. *Earth and Planetary Science Letters*, *310*(3), 192-202. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.040>
- Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Stansell, N. D., & Rosenmeier, M. F. (2011). A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *108*(21), 8583-8588. <https://doi.org/10.1073/pnas.1003719108>
- Bowen, G. (2010). Isoscapes: Spatial Pattern in Isotopic Biogeochemistry. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, *38*, 161-187. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152429>
- Bowen, G. J. (2008). Spatial analysis of the intra-annual variation of precipitation isotope ratios and its climatological corollaries. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D5). <https://doi.org/10.1029/2007JD009295>
- Buytaert, W., & De Bièvre, B. (2012). Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resources Research*, *48*(8), 2011WR011755. <https://doi.org/10.1029/2011WR011755>

- Cernusak, L. A., Barbeta, A., Bush, R. T., Eichstaedt (Bögelein), R., Ferrio, J. P., Flanagan, L. B., Gessler, A., Martín-Gómez, P., Hirl, R. T., Kahmen, A., Keitel, C., Lai, C., Munksgaard, N. C., Nelson, D. B., Ogée, J., Roden, J. S., Schnyder, H., Voelker, S. L., Wang, L., ... Cuntz, M. (2022). Do 2H and 18O in leaf water reflect environmental drivers differently? *The New Phytologist*, *235*(1), 41-51. <https://doi.org/10.1111/nph.18113>
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D., & Auler, A. S. (2013). Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, *4*(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/ncomms2415>
- Clement, A. C., Seager, R., & Cane, M. A. (2000). Suppression of El Niño during the Mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography*, *15*(6), 731-737. <https://doi.org/10.1029/1999PA000466>
- 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. *Quaternary Science Reviews*, *27*(11), 1166-1180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.02.015>
- Contreras, S., Werne, J. P., Araneda, A., Tejos, E., & Moscoso, J. (2023). Abundance and distribution of plant derived leaf waxes (long chain n-alkanes & fatty acids) from lake surface sediments along the west coast of southern South America: Implications for environmental and climate reconstructions. *Science of The Total Environment*, *895*, 165065. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.165065>
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, *133*(3465), 1702-1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>

- Cranwell, P. A. (1984). Lipid geochemistry of sediments from Upton Broad, a small productive lake. *Organic Geochemistry*, 7, 25-37. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(84\)90134-7](https://doi.org/10.1016/0146-6380(84)90134-7)
- Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Silva Dias, P. L., & Viana, O. (2005). Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434(7029), 63-66. <https://doi.org/10.1038/nature03365>
- Cui, J., Huang, J., & Xie, S. (2008). Characteristics of seasonal variations of leaf n-alkanes and n-alkenes in modern higher plants in Qingjiang, Hubei Province, China. *Chinese Science Bulletin*, 53(17), 2659-2664. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0194-8>
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Dawson, T. E. (1998). Fog in the California redwood forest: Ecosystem inputs and use by plants. *Oecologia*, 117(4), 476-485. <https://doi.org/10.1007/s004420050683>
- Dawson, T. E., & Ehleringer, J. R. (1993). Isotopic enrichment of water in the “woody” tissues of plants: Implications for plant water source, water uptake, and other studies which use the stable isotopic composition of cellulose. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(14), 3487-3492. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90554-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90554-A)
- Donald T. Rodbell, Jacqueline A. Smith, & Bryan G. Mark. (2009). Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2165-2212.
- Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., & Waelbroeck, C. (2002). Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene:

- Paleoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 21, 315-330.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00107-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00107-X)
- Eglinton, T. I., & Eglinton, G. (2008). Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1-2), 1-16.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.012>
- Eley, Y. L., & Hren, M. T. (2018). Reconstructing vapor pressure deficit from leaf wax lipid molecular distributions. *Scientific Reports*, 8(1), 3967.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-21959-w>
- Espinoza Villar, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., & Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11), 1574-1594.
<https://doi.org/10.1002/joc.1791>
- Ficken, K. J., Li, B., Swain, D. L., & Eglinton, G. (2000). An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, 31(7), 745-749. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00081-4](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00081-4)
- Fiorella, R. P., Poulsen, C. J., Pillco Zolá, R. S., Jeffery, M. L., & Ehlers, T. A. (2015). Modern and long-term evaporation of central Andes surface waters suggests paleo archives underestimate Neogene elevations. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 59-72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.045>
- Fornace, K. L., Huguen, K. A., Shanahan, T. M., Fritz, S. C., Baker, P. A., & Sylva, S. P. (2014). A 60,000-year record of hydrologic variability in the Central Andes from the hydrogen isotopic composition of leaf waxes in Lake Titicaca sediments.

- Earth and Planetary Science Letters*, 408, 263-271.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.024>
- Fritz, S. C., Baker, P. A., Seltzer, G. O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., & Edwards, R. L. (2007). Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research*, 68(3), 410-420.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.008>
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11. 4th EGU Alexander von Humboldt Conference «The Andes: Challenge for Geosciences» - 4th Alexander von Humboldt International Conference on The Andes: Challenge for Geosciences, Santiago de Chile, Chile, 24–28 November 2008. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), 5-22.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4)
- Gat, J. R. (1996). Oxygen and Hydrogen Isotopes in the Hydrologic Cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24(1), 225-262.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.225>
- Guédron, S., Delaere, C., Fritz, Sherilyn. C., Tolu, J., Sabatier, P., Devel, A.-L., Heredia, C., Vérin, C., Alves, E. Q., & Baker, P. A. (2023a). Holocene variations in Lake Titicaca water level and their implications for sociopolitical developments in the central Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120(2), e2215882120. <https://doi.org/10.1073/pnas.2215882120>

- Guédron, S., Delaere, C., Fritz, Sherilyn. C., Tolu, J., Sabatier, P., Devel, A.-L., Heredia, C., Vérin, C., Alves, E. Q., & Baker, P. A. (2023b). Holocene variations in Lake Titicaca water level and their implications for sociopolitical developments in the central Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *120*(2), e2215882120. <https://doi.org/10.1073/pnas.2215882120>
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U. (2001). Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, *293*(5533), 1304-1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- He, D., Ladd, S., Saunders, C., Mead, R., & Jaffe, R. (2020). Distribution of n-alkanes and their $\delta^{2}\text{H}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values in typical plants along a terrestrial-coastal-oceanic gradient. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *281*. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.05.003>
- He, Y., Yang, C., He, W., Liu, W., & Xu, F. (2020). New insights into spatiotemporal source apportionment of n-alkanes under mixed scenario: A pilot study on Lake Chaohu, China. *Science of The Total Environment*, *742*, 140517. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140517>
- Holoceno*. (2014, enero 11). Prehistoria Fandom. <https://prehistoria.fandom.com/es/wiki/Holoceno>
- Hou, J., D'Andrea, W. J., & Huang, Y. (2008). Can sedimentary leaf waxes record D/H ratios of continental precipitation? Field, model, and experimental assessments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *72*(14), 3503-3517. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.030>
- Huang, Y., Shuman, B., Wang, Y., & Webb, T. (2004). Hydrogen isotope ratios of individual lipids in lake sediments as novel tracers of climatic and environmental

- change: A surface sediment test. *Journal of Paleolimnology*, 31(3), 363-375.
<https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000021855.80535.13>
- IPCC, Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M. B., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P. M. (2013). Parte de la contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. *IPCC*.
- Jomelli, V., Favier, V., Vuille, M., Braucher, R., Martin, L., Blard, P.-H., Colose, C., Brunstein, D., He, F., Khodri, M., Bourlès, D. L., Leanni, L., Rinterknecht, V., Grancher, D., Francou, B., Ceballos, J. L., Fonseca, H., Liu, Z., & Otto-Bliesner, B. L. (2014). A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. *Nature*, 513(7517), 224-228. <https://doi.org/10.1038/nature13546>
- Kendall, A., & Rodríguez, A. (2015). Desarrollo y perspectivas de los sistemas de andenería de los Andes centrales del Perú. En *Desarrollo y perspectivas de los sistemas de andenería de los Andes centrales del Perú*. Institut français d'études andines. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.6110>
- Lambeck, K., & Chappell, J. (2001). Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292(5517), 679-686. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., & Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428(1), 261-285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Leng, M. J., & Henderson, A. C. G. (2013). Recent advances in isotopes as palaeolimnological proxies. *Journal of Paleolimnology*, 49(3), 481-496. <https://doi.org/10.1007/s10933-012-9667-5>

- Liu, J., & An, Z. (2020). Leaf wax n-alkane carbon isotope values vary among major terrestrial plant groups: Different responses to precipitation amount and temperature, and implications for paleoenvironmental reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 202, 103081. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103081>
- Liu, J., Zhao, J., He, D., Huang, X., Jiang, C., Yan, H., Lin, G., & An, Z. (2022a). Effects of plant types on terrestrial leaf wax long-chain n-alkane biomarkers: Implications and paleoapplications. *Earth Science Reviews*, 235, 104248. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104248>
- Liu, J., Zhao, J., He, D., Huang, X., Jiang, C., Yan, H., Lin, G., & An, Z. (2022b). Effects of plant types on terrestrial leaf wax long-chain n-alkane biomarkers: Implications and paleoapplications. *Earth-Science Reviews*, 235, 104248. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104248>
- Liu, Z., Bowen, G. J., & Welker, J. M. (2010). Atmospheric circulation is reflected in precipitation isotope gradients over the conterminous United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D22), 2010JD014175. <https://doi.org/10.1029/2010JD014175>
- Lu, J., Vecchi, G. A., & Reichler, T. (2007). Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, 34(6), 2006GL028443. <https://doi.org/10.1029/2006GL028443>
- Luo, P., Peng, P., Gleixner, G., Zheng, Z., Pang, Z., & Ding, Z. (2011). Empirical relationship between leaf wax n-alkane δD and altitude in the Wuyi, Shennongjia and Tianshan Mountains, China: Implications for paleoaltimetry. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1), 285-296. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.012>

- Luo, P., Peng, P., Lü, H., Zheng, Z., & Wang, X. (2012). Latitudinal variations of CPI values of long-chain n-alkanes in surface soils: Evidence for CPI as a proxy of aridity. *Science China Earth Sciences*, 55(7), 1134-1146. <https://doi.org/10.1007/s11430-012-4401-8>
- Mächtle, B., Schitteck, K., Reindel, M., & Eitel, B. (2018). *CAMBIOS PALEOCLIMÁTICOS Y SU INFLUENCIA SOBRE EL DESARROLLO CULTURAL EN EL SUR DEL ÁREA CENTRAL ANDINA*. 35.
- Manay Torres, Roger. (2018). *Evaluación de las Simulaciones del Holoceno Medio de Modelos del CMIP5 mediante datos Paleoclimatológicos y su implicancia para Proyecciones Futuras de 4CO2 para las Condiciones Ambientales frente a Perú*. UPCH.
- Marchant, R., Cleef, A. M., Harrison, S., Hooghiemstra, H., Markgraf, V., Van Boxel, J., Ager, T., Almeida, L., Anderson, R., Baied, C., Behling, H., Berrío, J., Burbridge, R., Björck, S., Byrne, R., Bush, M., Duivenvoorden, J., Flenley, J., Oliveira, P., & Wille, M. (2009). Pollen-based biome reconstructions for Latin America at 0, 6000 and 18 000 radiocarbon years ago. *Climate of the Past*, 5, 369. <https://doi.org/10.5194/cp-5-725-2009>
- Marchant, R., Henry, H., & Islebe, G. (2004). *The rise and fall of Peruvian and central American civilizations: Interconnections with the Holocene climatic change - a necessarily complex model*.
- Marengo, J. A., Chou, S. C., Kay, G., Alves, L. M., Pesquero, J. F., Soares, W. R., Santos, D. C., Lyra, A. A., Sueiro, G., Betts, R., Chagas, D. J., Gomes, J. L., Bustamante, J. F., & Tavares, P. (2012). Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco

- and the Paraná River basins. *Climate Dynamics*, 38(9), 1829-1848.
<https://doi.org/10.1007/s00382-011-1155-5>
- Marzi, R., Torkelson, B. E., & Olson, R. K. (1993). A revised carbon preference index. *Organic Geochemistry*, 20(8), 1303-1306. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(93\)90016-5](https://doi.org/10.1016/0146-6380(93)90016-5)
- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D., & Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428(6985), 834-837.
<https://doi.org/10.1038/nature02494>
- Mechoso, C. R., Robertson, A. W., Ropelewski, C. F., & Grimm, A. M. (2005). *The American Monsoon Systems*.
- Mélice, J. L., & Roucou, P. (1998). Decadal time scale variability recorded in the Quelccaya summit ice core $\delta^{18}\text{O}$ isotopic ratio series and its relation with the sea surface temperature. *Climate Dynamics*, 14(2), 117-132.
<https://doi.org/10.1007/s003820050213>
- Mille, G., Asia, L., Guiliano, M., Malleret, L., & Doumenq, P. (2007). Hydrocarbons in coastal sediments from the Mediterranean sea (Gulf of Fos area, France). *Marine Pollution Bulletin*, 54(5), 566-575.
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2006.12.009>
- Morales, M. S., Christie, D. A., Villalba, R., Argollo, J., Pacajes, J., Silva, J. S., Alvarez, C. A., Llancabure, J. C., & Gamboa, C. C. S. (2012). Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300 AD reconstructed by tree-rings. *Climate of the Past*, 8(2), 653-666. <https://doi.org/10.5194/cp-8-653-2012>
- Mügler, I., Sachse, D., Werner, M., Xu, B., Wu, G., Yao, T., & Gleixner, G. (2008). Effect of lake evaporation on δD values of lacustrine n-alkanes: A comparison of Nam

- Co (Tibetan Plateau) and Holzmaar (Germany). *Organic Geochemistry*, 39(6), 711-729. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.02.008>
- Nelson Quispe G & Grinia Avalos R. (2006). *Intense Snowstorm in the Southern Mountains of Peru associated to the incursion of Cut-off low-pressure systems at Upper Level. 1945-1958.*
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Vuille, M., Stríkis, N. M., Edwards, R. L., Cheng, H., Emerick, S., de Paula, M. S., Li, X., Barreto, E. de S., Karmann, I., & Santos, R. V. (2017). A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports*, 7(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/srep44267>
- Núñez, L., Grosjean, M., Messerli, B., & Schreliet, H. (1997). Cambios ambientales holocénicos en la Puna de Atacama y sus implicancias paleoclimáticas. *Estudios Atacameños. Arqueología y antropología surandinas.*, 12, 25-33. <https://doi.org/10.22199/S07181043.1997.0012.00004>
- Palacios, D., Stokes, C. R., Phillips, F. M., Clague, J. J., Alcalá-Reygosa, J., Andrés, N., Angel, I., Blard, P.-H., Briner, J. P., Hall, B. L., Dahms, D., Hein, A. S., Jomelli, V., Mark, B. G., Martini, M. A., Moreno, P., Riedel, J., Sagredo, E., Stansell, N. D., ... Ward, D. J. (2020). The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews*, 203, 103113. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103113>
- Patalano, R., Roberts, P., Boivin, N., Petraglia, M. D., & Mercader, J. (2021). Plant wax biomarkers in human evolutionary studies. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 30(6), 385-398. <https://doi.org/10.1002/evan.21921>

- Pearson, A., Eglinton, T. I., & McNichol, A. P. (2000). An organic tracer for surface ocean radiocarbon. *Paleoceanography*, *15*(5), 541-550. <https://doi.org/10.1029/1999PA000476>
- Pedro, J. B., Bostock, H. C., Bitz, C. M., He, F., Vandergoes, M. J., Steig, E. J., Chase, B. M., Krause, C. E., Rasmussen, S. O., Markle, B. R., & Cortese, G. (2016). The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, *9*(1), 51-55. <https://doi.org/10.1038/ngeo2580>
- Pedro, J. B., Van Ommen, T. D., Rasmussen, S. O., Morgan, V. I., Chappellaz, J., Moy, A. D., Masson-Delmotte, V., & Delmotte, M. (2011). *The last deglaciation: Timing the bipolar seesaw*. <https://doi.org/10.5194/cpd-7-397-2011>
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, *399*(6735), 429-436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Polissar, P. J., & Freeman, K. H. (2010). Effects of aridity and vegetation on plant-wax δD in modern lake sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *74*(20), 5785-5797. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.018>
- Poynter, J., & Eglinton, G. (1990). Molecular composition of sediments from ODP Hole 116-717C [Dataset]. En *Supplement to: Poynter, J; Eglinton, G (1990): Molecular composition of three sediments from Hole 717C: the Bengal Fan. In: Cochran, JR; Stow, DAV; et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 116,*

- 155-161, <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.151.1990>. PANGAEA.
<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.756551>
- Rao, Z., Zhu, Z., Wang, S., Jia, G., Qiang, M., & Wu, Y. (2009). CPI values of terrestrial higher plant-derived long-chain n-alkanes: A potential paleoclimatic proxy. *Frontiers of Earth Science in China*, 3, 266-272. <https://doi.org/10.1007/s11707-009-0037-1>
- Ratnayake, N., Suzuki, N., Okada, M., & Takagi, M. (2006). The variations of stable carbon isotope ratio of land plant-derived n-alkanes in deep-sea sediments from the Bering Sea and the North Pacific Ocean during the last 250,000 years. *Chemical Geology*, 228, 197-208. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.10.005>
- Sachse, D., Radke, J., & Gleixner, G. (2004). Hydrogen isotope ratios of recent lacustrine sedimentary n-alkanes record modern climate variability. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(23), 4877-4889. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.004>
- Sachse, D., Radke, J., & Gleixner, G. (2006). δD values of individual n-alkanes from terrestrial plants along a climatic gradient – Implications for the sedimentary biomarker record. *Organic Geochemistry*, 37(4), 469-483. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.12.003>
- Salaverry Llosa, J. A. (2015). Capítulo III. Dinámica de cambio en las condiciones macro ecológicas de los Andes. En *Macro-ecología de los Andes peruanos: Situación actual y dinámica de cambio en los últimos 20 000 años* (pp. 145-211). Institut français d'études andines. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.5509>
- Schefuß, E., Schouten, S., & Schneider, R. R. (2005). Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. *Nature*, 437(7061), 1003-1006. <https://doi.org/10.1038/nature03945>

- Sessions, A., Burgoyne, T., Schimmelmann, A., & Hayes, J. (1999). Fractionation of hydrogen isotopes in lipid biosynthesis. *Organic Geochemistry*, *30*, 1193-1200. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(99\)00094-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(99)00094-7)
- Shakun, J., Clark, P., He, F., Marcott, S., Mix, A., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., & Bard, E. (2012). Global Warming Preceded by Increasing Carbon Dioxide Concentrations during the Last Deglaciation. *Nature*, *484*, 49-54. <https://doi.org/10.1038/nature10915>
- Silva, V. B. S., Kousky, V. E., Silva, V. B. S., & Kousky, V. E. (2012). The South American Monsoon System: Climatology and Variability. En *Modern Climatology*. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/38565>
- Smith, B. N., & Epstein, S. (1971). Two Categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratios for Higher Plants 1. *Plant Physiology*, *47*(3), 380-384.
- Solis, K. V. C. (2020). *Tesis*. UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA.
- Thompson, L. G. (1986). *The Little Ice Age as Recorded in the Stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap*. American Association for the Advancement of Science (AAAS).
- Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhalenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., & Francou, B. (1998). A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science*, *282*(5395), 1858-1864. <https://doi.org/10.1126/science.282.5395.1858>
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., & Henderson, K. A. (2000). Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, *15*(4), 377-394. [https://doi.org/10.1002/1099-1417\(200005\)15:4<377::AID-JQS542>3.0.CO;2-L](https://doi.org/10.1002/1099-1417(200005)15:4<377::AID-JQS542>3.0.CO;2-L)

- Tiner, R. J., Negrini, R. M., Antinao, J. L., McDonald, E., & Maldonado, A. (2018). Geophysical and geochemical constraints on the age and paleoclimate implications of Holocene lacustrine cores from the Andes of central Chile. *Journal of Quaternary Science*, 33(2), 150-165. <https://doi.org/10.1002/jqs.3012>
- Tipple, B. J., & Pagani, M. (2013). Environmental control on eastern broadleaf forest species' leaf wax distributions and D/H ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 111, 64-77. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.042>
- Urrego, D. H., Bush, M. B., Silman, M. R., Correa-Metrio, A. Y., Ledru, M.-P., Mayle, F. E., Paduano, G., & Valencia, B. G. (2009). Millennial-Scale Ecological Changes in Tropical South America Since the Last Glacial Maximum. En F. Vimeux, F. Sylvestre, & M. Khodri (Eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions* (Vol. 14, pp. 283-300). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2672-9_12
- van Breukelen, M. R., Vonhof, H. B., Hellstrom, J. C., Wester, W. C. G., & Kroon, D. (2008). Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1), 54-60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.060>
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Dias, P. L. S., & Zhang, C. (2006). Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, 19(20), 4977-5000. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
- Vuille, M., Bradley, R. S., Healy, R., Werner, M., Hardy, D. R., Thompson, L. G., & Keimig, F. (2003). Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 2. Simulation of the stable isotope signal in Andean ice cores. *Journal of*

- Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D6), 2001JD002039.
<https://doi.org/10.1029/2001JD002039>
- Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., Kanner, L. C., Cheng, H., & Novello, V. F. (2012). A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8(4), 1309-1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>
- Wang, X., Edwards, R., Auler, A., Cheng, H., & Ito, E. (2007). Millennial-Scale Interhemispheric Asymmetry of Low-Latitude Precipitation: Speleothem Evidence and Possible High-Latitude Forcing. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 173, 279-294.
<https://doi.org/10.1029/173GM18>
- White, E., Cassel, E., & Breecker, D. (2024). Abrupt Geographic Shift in Hydrogen Isotope Ratios of Meteoric Water Across the Western Andes, Peru. *Geophysical Research Letters*, 51. <https://doi.org/10.1029/2023GL107098>
- Yseki, M., Turcq, B., Caquineau, S., Salvattecchi, R., Solis, J., Skilbeck, C. G., Velazco, F., & Gutiérrez, D. (2022). Millennial variability of terrigenous transport to the central–southern Peruvian margin during the last deglaciation (18–13 kyr BP). *Climate of the Past*, 18(10), 2255-2269.
<https://doi.org/10.5194/cp-18-2255-2022>
- Zachos, J. C., MO, P., Sloan, L. C., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science (New York, N.Y.)*, 292, 686-693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zhou, J., & Lau, K.-M. (1998). Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, 11(5), 1020-1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)

11 ANEXOS

Anexo 1. Resolución Espacial de las muestras de sedimento evaluadas en el Laboratorio.

Lab ID	Profundidad min (cm)	Profundidad max (cm)	Muestra longitud (cm)	Sección fracción	Espacial resolución
CHA21-1	0	1	1	1/3	1
CHA21-2	1	2	1	1/3	1
CHA21-3	2	3	1	1/3	1
CHA21-4	3	4	1	1/3	1
CHA21-5	4	5	1	1/3	1
CHA21-6	5	6	1	1/3	1
CHA21-7	6	7	1	1/3	1
CHA21-8	7	8	1	1/3	1
CHA21-9	8	9	1	1/3	1
CHA21-10	9	10	1	1/3	1
CHA21-11	10	11	1	1/3	1
CHA21-12	11	12	1	1/3	1
CHA21-13	12	13	1	1/3	1
CHA21-14	13	14	1	1/3	1
CHA21-15	14	15	1	1/3	1
CHA21-16	15	16	1	1/3	1
CHA21-17	16	17	1	1/3	1
CHA21-18	17	18	1	1/3	1
CHA21-19	18	19	1	1/3	1
CHA21-20	19	20	1	1/3	1
CHA21-21	20	21	1	1/3	1
CHA21-22	21	22	1	1/3	1
CHA21-23	22	23	1	1/3	1
CHA21-24	23	24	1	1/3	1
CHA21-25	24	25	1	1/3	1
CHA21-26	25	26	1	1/3	1
CHA21-27	26	27	1	1/3	1
CHA21-28	27	28	1	1/3	1
CHA21-29	28	29	1	1/3	1
CHA21-30	29	30	1	1/3	1
CHA21-31	30	31	1	1/3	1
CHA21-32	31	32	1	1/3	1
CHA21-33	32	33	1	1/3	1
CHA21-34	33	34	1	1/3	1
CHA21-35	34	35	1	1/3	1

Continuación de Anexo 1. Resolución Espacial de muestras evaluadas en el Laboratorio.

Lab ID	Profundidad min (cm)	Profundidad max (cm)	Muestra longitud (cm)	Sección fracción	Espacial resolución
CHA21-36	35	36	1	1/3	1
CHA21-37	36	37	1	1/3	1
CHA21-38	37	38	1	1/3	1
CHA21-39	38	39	1	1/3	1
CHA21-40	39	40	1	1/3	1
CHA21-46	45	46	1	1/3	6
CHA21-52	51	52	1	1/3	6
CHA21-58	57	58	1	1/3	6
CHA21-64	63	64	1	1/3	6
CHA21-70	69	70	1	1/3	6
CHA21-76	75	76	1	1/3	6
CHA21-82	81	82	1	1/3	6
CHA21-88	87	88	1	1/3	6
CHA21-94	93	94	1	1/3	6
CHA21-100	99	100	1	1/3	6
CHA21-106	105	106	1	1/3	6
CHA21-112	111	112	1	1/3	6
CHA21-118	117	118	1	1/3	6
CHA21-124	123	124	1	1/3	6
CHA21-130	129	130	1	1/3	6
CHA21-136	135	136	1	1/3	6
CHA21-142	141	142	1	1/3	6
CHA21-148	147	148	1	1/3	6
CHA21-154	153	154	1	1/3	6
CHA21-160	159	160	1	1	1
CHA21-166	165	166	1	1/3	6
CHA21-172	171	172	1	1/3	6
CHA21-178	177	178	1	1/3	6
CHA21-184	183	184	1	1/3	6
CHA21-190	189	190	1	1/3	6
CHA21-196	195	196	1	1/3	6
CHA21-202	201	202	1	1/3	6
CHA21-208	207	208	1	1/3	6
CHA21-211	210	211	1	1	1
CHA21-214	213	214	1	1/3	6
CHA21-220	219	220	1	1/3	6
CHA21-226	225	226	1	1/3	6
CHA21-232	231	232	1	1/3	6

Continuación de Anexo 1. Resolución Espacial de muestras evaluadas en el Laboratorio.

Lab ID	Profundidad min (cm)	Profundidad max (cm)	Muestra longitud (cm)	Sección fracción	Espacial resolución
CHA21-238	237	238	1	1/3	6
CHA21-245	242	245	3	1/3	5
CHA21-250	247	250	3	1/3	5
CHA21-257	254	257	3	1/3	7
CHA21-263	260	263	3	1/3	6
CHA21-269	266	269	3	1/3	6
CHA21-275	272	275	3	1/3	6
CHA21-281	278	281	3	1/3	6
CHA21-287	284	287	3	1/3	6
CHA21-293	290	293	3	1/3	6
CHA21-299	296	299	3	1/3	6
CHA21-305	302	305	3	1/3	6
CHA21-314	313	314	1	1	1
CHA21-317	314	317	3	1/3	6
CHA21-323	320	323	3	1/3	6
CHA21-329	326	329	3	1/3	6
CHA21-335	332	335	3	1/3	6
CHA21-341	338	341	3	1/3	6
CHA21-347	344	347	3	1/3	6
CHA21-353	350	353	3	1/3	6
CHA21-359	356	359	3	1/3	6
CHA21-365	362	365	3	1/3	6
CHA21-371	368	371	3	1/3	6
CHA21-377	374	377	3	1/3	6
CHA21-383	380	383	3	1/3	6
CHA21-389	386	389	3	1/3	6
CHA21-395	392	395	3	1/3	6
CHA21-400	397	400	3	1/3	5
CHA21-407	404	407	3	1/3	7
CHA21-413	410	413	3	1/3	6
CHA21-419	416	419	3	1/3	6
CHA21-425	422	425	3	1/3	6
CHA21-431	428	431	3	1/3	6
CHA21-437	434	437	3	1/3	6
CHA21-443	440	443	3	1/3	6
CHA21-449	446	449	3	1/3	6
CHA21-455	452	455	3	1/3	6

Continuación de Anexo 1. Resolución Espacial de las muestras evaluadas en el Laboratorio.

Lab ID	Profundidad min (cm)	Profundidad max (cm)	Muestra longitud (cm)	Sección fracción	Espacial resolución
CHA21-461	458	461	3	1/3	6
CHA21-467	464	467	3	1/3	6
CHA21-473	470	473	3	1/3	6
CHA21-479	476	479	3	1/3	6
CHA21-485	482	485	3	1/3	6
CHA21-491	488	491	3	1/3	6
CHA21-493	493	494	1	1	1
CHA21-497	494	497	3	1/3	6
CHA21-510	500	505	5	2/3	6
CHA21-520	510	515	5	2/3	10
CHA21-530	520	525	5	2/3	10
CHA21-540	530	535	5	2/3	10
CHA21-540*	536	540	5	2/3	10
CHA21-550	540	545	5	2/3	10
CHA21-560	550	555	5	2/3	10
CHA21-567	566	567	1	1	1
CHA21-570	560	565	5	2/3	10
CHA21-575	574	575	1	1	1
CHA21-580	570	575	5	2/3	10
CHA21-590	580	585	5	2/3	10
CHA21-600	590	600	10	2/3	10

Anexo 2. Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos	Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
1	8.2	1.2	14.1	40	13.3	1.0	7.3
2	8.3	1.0	12.6	41	12.5	1.0	8.2
3	8.9	1.4	15.7	42	9.9	0.8	8.4
4	11.7	2.3	19.3	43	11.7	1.1	9.8
5	11.7	2.1	17.9	44	11.7	1.2	10.2
6	10.9	1.9	17.6	45	10.3	1.1	10.5
7	10.7	1.7	15.8	46	7.9	0.7	8.9
8	9.9	2.9	29.2	47	8.1	0.6	7.4
9	13.4	3.3	24.6	48	6.3	0.4	6.8
10	13.1	3.1	23.7	49	9.1	0.6	6.7
11	9.9	1.9	19.6	50	8.4	0.8	8.9
12	10.0	2.0	19.6	51	5.2	0.5	10.1
13	14.5	3.0	20.8	52	3.7	0.4	10.3
14	10.5	2.3	21.9	53	4.0	0.4	9.5
15	8.6	1.7	19.4	54	6.0	0.5	8.2
16	9.6	1.0	10.5	55	5.2	0.5	9.0
17	10.3	1.0	10.0	56	6.7	0.7	10.9
18	10.9	1.0	9.0	57	6.6	0.6	9.7
19	9.3	0.7	7.4	58	5.5	0.5	8.6
20	10.0	0.7	7.2	59	5.1	0.4	7.8
21	10.8	0.7	6.6	60	6.5	0.5	7.6
22	10.5	0.7	6.7	61	6.4	0.5	7.3
23	8.0	0.5	6.5	62	7.1	0.5	7.3
24	8.8	0.5	6.1	63	6.8	0.5	6.9
25	9.3	0.6	5.9	64	6.5	0.5	7.3
26	10.1	0.6	6.3	65	8.4	0.6	7.0
27	9.3	0.6	6.5	66	6.2	0.5	7.4
28	9.4	0.6	6.9	67	7.5	0.5	7.1
29	10.1	0.6	6.1	68	8.0	0.6	7.4
30	10.3	0.6	6.1	69	8.1	0.7	8.4
31	10.0	0.6	6.2	70	7.1	0.6	8.2
32	9.9	0.6	6.4	71	7.7	0.7	9.2
33	10.5	0.8	7.3	72	7.0	0.6	9.0
34	12.0	1.0	8.1	73	7.8	0.7	8.9
35	11.2	0.9	8.3	74	6.8	0.6	9.3
36	9.8	0.8	8.1	75	7.5	0.6	8.3
37	9.1	0.7	8.1	76	7.0	0.5	7.5
38	11.4	0.9	8.1	77	8.5	0.6	7.4
39	11.3	0.8	7.2	78	11.3	0.8	7.0

Continuación Anexo 2: Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos	Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
77	8.5	0.6	7.0	113	7.7	0.5	6.7
78	11.3	0.8	6.3	114	8.9	0.6	7.6
79	6.8	0.4	6.0	115	6.8	0.5	7.7
80	6.3	0.4	5.8	116	6.9	0.5	8.7
81	6.0	0.4	6.3	117	8.3	0.7	8.3
82	5.9	0.4	6.3	118	5.9	0.5	8.5
83	8.4	0.5	6.5	119	5.3	0.5	8.1
84	7.4	0.5	6.6	120	7.6	0.6	8.3
85	7.8	0.5	7.0	121	7.3	0.6	7.0
86	9.3	0.7	7.6	122	7.0	0.5	7.4
87	8.2	0.6	7.0	123	8.2	0.6	6.9
88	5.1	0.4	7.5	124	6.1	0.4	7.0
89	6.9	0.5	7.7	125	6.3	0.4	7.0
90	7.9	0.6	8.6	126	6.3	0.4	7.2
91	8.3	0.7	8.3	127	7.2	0.5	7.4
92	8.0	0.7	8.1	128	5.5	0.4	6.9
93	7.3	0.6	8.4	129	5.9	0.4	6.3
94	6.3	0.5	8.3	130	4.3	0.3	6.0
95	6.6	0.6	8.7	131	6.5	0.4	6.2
96	5.2	0.5	8.7	132	6.8	0.4	7.0
97	4.1	0.4	8.9	133	6.4	0.5	6.5
98	4.6	0.4	9.7	134	6.2	0.4	6.4
99	3.8	0.4	9.7	135	5.2	0.3	6.6
100	4.5	0.4	7.4	136	5.2	0.3	6.1
101	2.0	0.1	8.0	137	7.5	0.5	5.9
102	5.9	0.5	5.9	138	9.0	0.5	6.2
103	5.0	0.3	6.2	139	8.4	0.5	5.9
104	6.9	0.4	7.1	140	7.1	0.4	5.8
105	9.2	0.7	7.2	141	8.2	0.5	6.1
106	7.1	0.5	6.6	142	7.8	0.5	6.7
107	7.3	0.5	5.9	143	7.1	0.5	6.2
108	5.5	0.3	5.7	144	6.3	0.4	6.7
109	6.0	0.3	5.6	145	4.2	0.3	6.4
110	6.8	0.4	5.5	146	3.8	0.2	6.6
111	6.8	0.4	5.2	147	4.9	0.3	7.6
112	5.7	0.3	6.3	148	4.2	0.3	7.6
113	7.7	0.5	6.7	149	5.1	0.4	9.0
114	8.9	0.6	7.6	150	8.0	0.7	6.9
115	6.8	0.5	7.7	151	7.7	0.5	6.1
116	6.9	0.5	8.7	152	6.2	0.4	6.6
117	8.3	0.7	8.3	153	7.6	0.5	6.6

Continuación Anexo 2: Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos	Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
154	7.0	0.5	4.3	195	4.0	0.2	7.1
155	7.4	0.5	7.3	196	4.2	0.3	7.3
156	6.5	0.4	7.0	197	4.6	0.3	7.6
157	7.2	0.3	7.1	198	3.8	0.3	7.7
158	7.9	0.6	6.9	199	3.8	0.3	7.6
159	7.6	0.5	6.5	200	3.3	0.3	9.3
160	14.1	1.0	8.6	201	3.6	0.3	9.6
161	7.3	0.5	8.6	202	4.6	0.4	10.0
162	8.2	0.5	8.6	203	4.5	0.4	10.2
163	9.2	0.8	9.0	204	3.4	0.3	10.0
164	6.7	0.6	8.5	205	3.9	0.4	10.2
165	11.5	1.0	8.2	206	4.1	0.4	11.3
166	7.8	0.7	8.2	207	4.0	0.4	10.4
167	7.5	0.6	7.8	208	4.4	0.5	8.8
168	7.6	0.6	8.7	209	5.6	0.6	11.4
169	10.6	0.9	8.1	210	3.5	0.4	11.2
170	9.6	0.8	7.9	211	9.3	0.8	11.7
171	5.9	0.5	7.7	212	4.6	0.5	11.4
172	4.7	0.4	7.7	213	4.7	0.5	11.4
173	4.3	0.3	7.5	214	3.3	0.4	12.3
174	4.8	0.4	7.9	215	3.7	0.4	11.7
175	4.6	0.4	7.9	216	3.1	0.4	11.7
176	4.9	0.4	7.7	217	3.6	0.4	11.2
177	4.7	0.4	7.4	218	3.0	0.4	11.7
178	3.8	0.3	7.6	219	3.3	0.4	12.0
179	4.0	0.3	7.3	220	2.3	0.3	12.1
180	3.9	0.3	6.9	221	3.2	0.4	12.2
181	4.7	0.4	6.9	222	4.0	0.5	12.4
182	5.3	0.4	6.3	223	3.1	0.4	12.4
183	3.6	0.3	6.3	224	2.4	0.3	12.5
184	2.9	0.2	6.1	225	3.5	0.4	12.2
185	3.0	0.2	6.1	226	4.1	0.5	14.1
186	3.5	0.2	6.2	227	4.0	0.5	13.3
187	3.8	0.2	6.3	228	2.6	0.3	9.9
188	4.7	0.3	7.3	229	2.8	0.4	9.1
189	5.0	0.3	6.4	230	2.0	0.3	9.1
190	4.6	0.3	6.4	231	3.3	0.3	10.5
191	3.2	0.2	6.0	232	3.3	0.3	10.8
192	4.9	0.3	6.1	233	2.8	0.3	9.1
193	5.3	0.3	6.5	234	3.0	0.3	9.7
194	5.2	0.3	6.9	235	3.2	0.4	9.8

Continuación Anexo 2: Pesos y %sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos	Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
236	4.5	0.4	10.0	277	3.0	0.3	11.0
237	3.0	0.3	10.3	278	3.8	0.5	9.6
238	3.9	0.4	14.7	279	3.8	0.6	15.8
239	3.5	0.4	18.7	280	2.8	0.5	15.7
240	2.9	0.3	11.6	281	3.0	0.4	15.7
241	3.4	0.4	15.9	282	3.2	0.5	13.5
242	3.0	0.3	15.0	283	3.2	0.5	16.1
243	3.3	0.3	13.9	284	3.5	0.6	20.3
244	3.3	0.5	13.3	285	3.5	0.6	23.6
245	2.7	0.5	8.5	286	4.2	0.6	24.7
246	3.5	0.4	8.8	287	3.8	0.6	22.5
247	3.5	0.6	9.0	288	3.2	0.6	20.5
248	3.0	0.5	9.3	289	4.8	1.1	21.3
249	3.1	0.4	9.6	290	2.6	0.7	12.6
250	3.5	0.5	10.0	291	4.3	1.0	16.6
251	2.7	0.2	10.0	292	4.0	0.8	16.8
252	3.2	0.3	10.5	293	4.2	0.9	16.9
253	3.0	0.3	10.4	294	3.8	0.5	20.2
254	2.9	0.3	10.3	295	4.1	0.7	17.8
255	3.1	0.3	10.0	296	3.0	0.5	9.8
256	3.0	0.3	12.0	297	4.3	0.7	20.7
257	4.6	0.5	11.5	298	3.3	0.7	20.3
258	2.8	0.3	14.0	299	3.8	0.7	17.2
259	3.3	0.3	15.6	300	3.3	0.3	15.3
260	4.0	0.4	17.1	301	2.7	0.6	16.1
261	2.9	0.3	16.4	302	3.4	0.7	17.3
262	4.2	0.5	16.1	303	3.2	0.6	16.3
263	2.5	0.3	17.0	304	2.8	0.4	19.2
264	3.5	0.5	19.8	305	3.8	0.6	17.7
265	3.2	0.5	20.8	306	2.7	0.5	18.5
266	2.9	0.5	20.8	307	2.9	0.5	17.9
267	3.6	0.6	15.7	308	3.6	0.7	18.2
268	3.2	0.5	17.9	309	3.1	0.6	18.9
269	2.9	0.5	17.1	310	3.1	0.6	19.4
270	4.0	0.8	12.8	311	3.5	0.6	17.5
271	4.5	0.9	11.1	312	2.5	0.5	19.2
272	3.2	0.7	12.1	313	3.6	0.7	25.2
273	4.9	0.8	14.7	314	10.6	2.1	28.3
274	4.1	0.7	16.3	315	3.2	0.6	24.3
275	3.1	0.5	14.7	316	2.7	0.5	19.8

Continuación Anexo 2: Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos	Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
317	2.8	0.7	26.1	358	3.0	0.6	23.0
318	3.5	1.0	23.9	359	4.3	0.9	25.1
319	2.8	0.7	34.6	360	3.4	0.8	16.7
320	3.4	0.7	28.3	361	3.0	0.6	16.2
321	4.4	1.1	27.6	362	3.0	0.7	20.4
322	3.1	0.7	27.1	363	3.0	0.6	21.6
323	2.4	0.7	25.7	364	3.1	0.6	18.2
324	2.8	0.7	23.7	365	3.1	0.5	19.2
325	3.3	0.8	20.2	366	2.7	0.4	19.5
326	4.6	1.1	18.0	367	3.3	0.7	19.5
327	3.6	0.9	23.0	368	3.7	0.8	19.0
328	3.3	1.1	21.1	369	3.0	0.6	20.5
329	3.7	1.0	18.5	370	2.8	0.5	22.1
330	3.7	1.0	16.7	371	3.9	0.8	22.9
331	2.2	0.6	22.9	372	2.5	0.5	21.3
332	3.0	0.8	23.6	373	3.3	0.6	20.2
333	2.7	0.6	21.5	374	3.8	0.8	18.5
334	3.8	0.8	22.6	375	3.3	0.7	17.0
335	3.4	0.6	21.7	376	3.2	0.7	22.3
336	3.3	0.8	23.0	377	2.7	0.6	24.6
337	3.8	0.8	22.6	378	2.4	0.5	16.3
338	2.9	0.5	27.9	379	3.0	0.6	14.6
339	3.2	0.5	24.8	380	3.4	0.6	17.6
340	3.8	0.9	22.8	381	2.6	0.6	10.1
341	3.3	0.8	23.7	382	2.9	0.7	10.1
342	4.0	0.9	25.1	383	3.0	0.5	14.0
343	2.8	0.6	24.9	384	3.4	0.5	15.6
344	3.0	0.7	22.4	385	2.0	0.4	10.5
345	3.7	0.8	15.5	386	2.8	0.3	14.3
346	3.5	0.8	19.5	387	2.8	0.3	19.0
347	4.7	1.3	20.1	388	3.0	0.4	21.0
348	3.0	0.8	19.2	389	3.8	0.6	20.8
349	2.9	0.7	18.7	390	3.0	0.3	20.6
350	3.5	0.8	19.8	391	3.0	0.4	18.5
351	3.5	0.9	21.8	392	4.4	0.8	17.8
352	3.6	0.9	21.0	393	2.3	0.5	18.5
353	3.4	0.8	21.7	394	3.3	0.7	18.1
354	3.0	0.5	20.3	395	3.4	0.7	16.6
355	4.0	0.8	19.8	396	2.5	0.5	16.7
356	3.9	0.8	16.7	397	2.8	0.5	21.4
357	3.4	0.7	16.2	398	3.7	0.7	23.5

Continuación Anexo 2: Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos	Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
399	3.7	0.7	22.9	440	3.9	1.0	22.0
400	3.0	0.5	19.4	441	3.5	0.9	23.6
401	3.1	0.5	24.4	442	3.4	0.8	21.6
402	3.5	0.8	22.8	443	4.4	1.0	18.3
403	3.5	0.8	22.5	444	3.6	0.8	21.0
404	3.4	0.8	22.7	445	3.3	0.9	19.1
405	3.0	0.6	22.7	446	4.2	1.1	21.9
406	3.0	0.6	23.2	447	2.8	0.7	20.2
407	3.5	0.6	22.2	448	4.5	1.0	19.3
408	2.8	0.6	22.4	449	4.0	0.7	19.9
409	2.1	0.5	22.9	450	4.3	0.9	19.3
410	2.4	0.5	21.7	451	3.8	0.7	16.6
411	3.0	0.7	21.9	452	3.9	0.9	8.9
412	3.4	0.8	21.8	453	3.5	0.7	12.3
413	3.2	0.8	24.3	454	4.6	0.9	25.8
414	2.5	0.6	24.7	455	4.1	0.8	25.5
415	2.6	0.6	24.1	456	2.9	0.6	24.1
416	3.8	0.9	25.2	457	3.6	0.6	16.7
417	3.8	0.9	26.9	458	3.1	0.3	14.2
418	3.1	0.7	26.1	459	3.3	0.4	16.4
419	3.6	0.8	26.2	460	3.6	0.9	23.2
420	3.6	0.8	25.1	461	3.1	0.8	22.0
421	3.8	0.9	25.7	462	3.5	0.8	14.7
422	3.5	0.8	24.0	463	3.6	0.6	12.8
423	3.5	0.8	22.1	464	3.5	0.5	17.0
424	3.7	0.8	23.1	465	3.2	0.5	11.9
425	3.5	0.8	25.1	466	3.1	0.7	12.4
426	4.1	1.0	25.6	467	3.3	0.7	12.4
427	3.9	0.9	26.7	468	2.9	0.4	15.7
428	3.2	0.8	25.6	469	3.9	0.5	13.2
429	3.5	0.9	26.3	470	3.5	0.6	12.0
430	3.6	0.9	24.6	471	2.9	0.3	16.9
431	3.6	0.9	23.9	472	4.5	0.6	20.3
432	3.4	0.9	22.8	473	4.1	0.5	13.2
433	3.6	0.9	26.2	474	3.4	0.5	23.8
434	4.0	1.0	25.2	475	3.6	0.5	28.9
435	3.2	0.7	24.6	476	4.1	0.5	25.8
436	2.8	0.7	21.6	477	3.2	0.5	23.5
437	3.5	0.9	18.3	478	3.8	0.8	25.2
438	3.6	0.9	21.0	479	3.0	0.4	26.0
439	3.5	0.9	19.1	480	3.4	0.8	23.7

Continuación Anexo 2: Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos	Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
481	3.4	1.0	40.2	521	5.0	2.1	40.2
482	3.3	0.9	33.3	522	3.6	1.5	33.3
483	4.3	1.0	39.0	523	3.9	1.6	39.0
484	3.3	0.8	37.6	524	5.8	2.3	37.6
485	4.2	1.1	41.0	525	4.0	1.6	41.0
486	3.8	0.9	40.8	526	3.6	1.4	40.8
487	2.8	0.6	41.2	527	4.0	1.6	41.2
488	3.7	0.6	41.1	528	5.6	2.3	41.1
489	3.4	0.7	41.7	529	4.8	2.0	39.7
490	3.6	0.7	42.8	530	3.6	1.3	41.5
491	4.2	0.9	44.2	531	5.0	1.9	50.4
492	4.2	0.9	45.6	532	3.8	1.5	53.8
493	10.1	1.4	45.9	533	4.7	1.9	54.8
494	4.8	1.0	43.9	534	4.0	1.5	57.3
495	4.1	0.9	44.4	535	5.0	2.0	56.9
496	4.2	1.1	44.0	536	4.2	1.7	44.5
497	4.8	1.5	44.2	537	4.9	2.1	52.4
498	2.5	0.8	43.6	538	5.0	2.5	46.1
499	3.7	1.3	43.6	539	5.1	2.8	46.5
500	2.4	1.0	42.3	540	4.6	2.5	37.2
501	5.1	1.7	41.9	541	5.6	3.2	37.9
502	4.1	1.6	43.0	542	5.8	3.3	36.7
503	4.0	1.5	42.0	543	5.3	2.4	35.4
504	4.1	1.7	42.1	544	6.3	3.3	40.0
505	5.4	2.2	39.9	545	3.1	1.4	37.9
506	3.9	1.6	40.3	546	4.8	2.3	41.3
507	4.7	1.9	39.9	547	4.8	1.8	45.5
508	4.6	1.9	40.0	548	4.0	1.5	45.6
509	4.4	1.9	40.2	549	3.6	1.3	43.1
510	3.9	1.7	40.8	550	4.2	1.5	42.2
511	3.6	1.7	35.6	551	4.0	1.6	42.6
512	4.6	2.1	38.6	552	4.4	1.7	30.8
513	5.2	2.3	39.5	553	4.8	2.0	22.8
514	5.6	2.5	39.7	554	4.7	2.1	16.2
515	4.8	2.1	37.3	555	5.2	2.4	29.5
516	5.8	2.6	39.6	556	5.2	2.2	32.6
517	3.1	1.4	39.7	557	4.8	2.0	42.2
518	4.8	2.1	41.5	558	4.4	1.9	49.2
519	4.1	1.8	50.4	559	4.0	1.2	49.7
520	4.2	1.8	53.8	560	3.6	0.8	52.7

Continuación Anexo 2: Pesos y % Sólidos por cada cm del sedimento CHA21-4.

Profundidad cm	W Húmedo (g)	W seco(g)	%Sólidos
561	7.6	1.2	16.2
562	4.2	1.2	29.5
563	3.7	1.2	32.6
564	4.5	1.9	42.2
565	4.6	2.3	49.2
566	6.5	3.2	49.7
567	14.6	7.7	52.7
568	4.6	2.6	56.5
569	5.0	2.8	56.2
570	4.5	2.5	55.6
571	4.4	2.4	54.0
572	6.2	3.3	53.9
573	2.8	1.5	53.2
574	4.2	2.2	50.8
575	4.5	2.4	53.6
576	4.4	2.5	56.9
577	7.6	4.5	59.7
578	6.1	3.8	62.3
579	6.1	3.9	63.3
580	5.8	3.5	61.2
581	5.2	3.1	60.0
582	4.8	2.8	58.2
583	7.4	4.2	57.0
584	5.3	3.0	56.6
585	5.6	3.2	56.3
586	4.7	2.7	57.4
587	5.8	3.4	58.6
588	6.0	3.5	57.8
589	6.3	3.7	58.3
590	6.4	3.7	57.8
591	4.3	2.4	55.9
592	4.4	2.3	53.1
593	6.9	4.0	58.1
594	6.7	4.9	72.5
595	4.0	2.9	72.2
596	5.9	4.3	73.2
597	5.1	3.7	71.9
598	3.1	2.3	73.5
599	5.6	4.1	72.4
600	4.4	3.0	67.9

Anexo 3. Concentración de Alcanos Pares e Impares por gramo de CHA21-4.

Edad Años BP	Profund. cm Promedio	nC23/ g sed	nC24/ g sed	nC25/ g sed	nC26/ g sed	nC27/ g sed	nC28/ g sed	nC29/ g sed	nC30/ g sed	nC31/ g sed	nC32/ g sed	nC33/ g sed	nC34/ g sed	nC35/ g sed
-67	1	13955	3055	7004	1675	4885	1643	5053	1277	3209	361	1649	147	284
-61	2	9903	3480	7102	2069	6034	1497	5632	1359	5883	977	3515	1251	2711
-55	3	6648	2444	3949	1277	3251	860	3146	854	3520	570	2566	504	1969
-49	4	5332	1549	3289	919	3021	1151	4408	936	6935	665	3302	354	1421
-43	5	7438	2613	6093	1907	6409	1311	5491	1037	4451	582	2731	317	2436
-37	6	3163	925	2357	714	2568	770	3355	669	4334	440	2171	165	1088
-31	7	9067	4079	7181	2590	6528	1593	5105	1191	4280	687	2666	448	3045
-25	8	4895	1931	3875	1492	3829	1159	3513	1078	3852	616	2456	468	2710
-19	9	5773	2575	4401	1566	3965	1109	3611	979	3748	766	2777	861	3672
-13	10	2664	1133	2411	938	2870	773	3229	787	4215	614	2607	354	3693
368	11	3715	1642	3214	1335	3275	995	3236	939	3773	703	2629	614	4546
748	12	4885	2841	3709	1814	3548	1257	3700	1120	4268	766	2755	478	4383
1903	18	1791	999	2523	1112	2244	933	2849	1248	4304	562	1971	411	1860
1907	19	1796	819	2169	700	1665	711	2234	1147	3696	740	2064	365	1957
1912	20	1853	911	2428	799	2240	727	2844	1148	4753	701	2471	476	1417
1921	21	2085	867	2547	973	2191	1009	2727	1477	4468	1201	2522	753	1230
1929	22	2745	1615	3882	1096	3469	1048	4543	1644	8321	951	3796	405	1149
1937	23	1619	680	2124	1051	1958	767	2664	1215	4823	1018	3097	573	944
1945	24	1414	591	1847	640	1686	762	2300	1151	4034	641	2578	332	876
1953	25	1777	1652	2147	893	1767	651	2295	1337	3870	1585	3638	955	856
1967	26	1387	810	2160	815	2481	1158	3121	1766	4669	1615	4524	1115	1567
1981	27	1583	753	2155	680	2124	1120	3122	1487	5049	769	3370	322	653
1995	28	1364	738	2091	559	2048	1056	2914	1111	4401	694	3167	409	967
2008	29	1452	796	2216	891	2387	1088	3323	1556	4889	1231	3973	431	645
2022	30	1261	632	1760	513	1877	790	2748	1004	3926	890	3165	224	495
2039	31	1181	629	1660	589	2177	1157	3366	1239	4747	808	2978	556	975
2057	32	1159	631	1685	551	2125	905	3055	1026	3746	842	2118	477	135
2074	33	1443	687	2072	944	3167	1071	4422	1237	5062	763	2568	505	1187
2091	34	1239	810	1963	999	2887	1014	3868	1003	4792	385	1656	330	548
2108	35	947	503	1495	791	2102	815	3415	1140	4135	729	1994	426	977
2125	36	1013	576	1636	660	2428	704	4184	760	4374	542	2055	361	480
2142	37	1292	676	1997	957	2702	1285	4434	1364	5796	1028	2747	620	618
2159	38	1229	902	2281	854	3419	963	5947	989	7424	629	2594	206	567
2175	39	788	486	1514	609	2649	959	5180	1093	7405	650	2551	223	478
2192	40	1073	712	2035	741	3213	977	5612	986	9294	746	2761	775	794
2311	46	999	553	2001	828	2813	1279	5069	1340	7487	1128	2958	323	684
2418	52	1136	485	1992	1214	2499	500	4235	1465	5198	1322	2918	2746	1107

Continuación de Anexo 3. Concentración de n-alcános pares e impares del CHA21-4.

Edad Años BP	Profund. cm Promedio	nC23/ g sed	nC24/ g sed	nC25/ g sed	nC26/ g sed	nC27/ g sed	nC28/ g sed	nC29/ g sed	nC30/ g sed	nC31/ g sed	nC32/ g sed	nC33/ g sed	nC34/ g sed	nC35/ g sed
2523	58	4956	12892	13718	6363	21005	5337	36190	7359	50875	2988	13446	9655	4058
2635	64	2223	1436	4996	2672	9922	2509	10276	2443	14039	1553	5803	783	1182
2743	70	2425	1430	3471	2254	7429	1873	6029	1893	9420	1205	3120	1080	1657
2850	76	1849	2020	3237	1629	4305	2028	7290	2283	13214	1086	3318	831	747
2965	82	1888	2364	3223	1365	3794	1743	7673	2115	15529	1141	3437	467	644
3075	88	3470	4707	6818	2322	6716	2701	10590	2840	22651	1284	4197	928	641
3192	94	6763	4962	12226	2752	10188	3323	17946	3115	31606	1417	5874	484	866
3333	100	5309	5604	9245	3535	11283	4666	23848	4257	35986	2471	6428	3971	7641
3481	106	5447	5074	9411	2663	8905	3490	16990	3350	34287	1557	6306	614	1119
3627	112	2928	2998	5203	1822	5497	2546	12050	2726	27516	1060	4186	580	342
3774	118	2449	3907	4873	1610	5531	2212	12497	2553	36254	790	5907	162	434
3912	124	1709	2821	3680	940	4019	970	7554	1400	22562	991	4419	224	410
4063	130	1694	2261	3768	867	4246	863	6864	1172	19358	877	3888	687	573
4202	136	1210	1872	2337	695	2814	666	4652	1010	14058	457	3393	173	718
4344	142	1468	1593	3247	865	4731	1130	9169	1506	25885	676	4729	329	496
4485	148	2777	1598	6470	1130	7901	1354	14176	1959	34499	1636	6733	300	410
4629	154	3431	1477	5883	990	6860	1097	12356	1822	41637	777	7223	542	770
4783	160	5492	2499	8093	1894	13352	2546	22037	2364	49541	1158	6318	211	482
4925	166	6642	8835	7346	3457	7750	4128	16622	3511	48252	684	4061	225	296
5069	172	7052	10303	7484	2446	5527	1969	9491	1962	29970	556	2890	257	179
5206	178	13254	17193	12879	3736	7302	2401	12330	2342	42393	753	5689	1541	677
5338	184	15889	10820	15397	3239	11053	2038	9953	1776	19287	557	3856	153	763
5484	190	6431	10453	7290	2373	4385	1190	5536	1212	11120	417	1130	246	587
5603	196	13841	9111	11340	2343	5057	1260	6102	1433	13365	1025	2467	339	415
5673	202	20878	7614	17722	3306	13788	2658	15920	2771	32628	565	5831	637	1138
5748	208	33834	9372	27023	4202	14410	3070	15500	2963	28834	676	4734	490	1259
5785	211	8642	2424	7194	1215	4505	986	5691	770	11780	337	1938	156	450
5820	214	23364	6860	20581	3536	12552	2692	14933	2802	22932	817	6508	525	2125
5892	220	45094	14366	41855	8008	27683	5068	22753	4064	21683	1538	6537	567	1776
5963	226	46638	13160	34443	5062	16334	2460	12085	2547	11433	1114	4995	987	2096
6035	232	59473	19526	43240	7437	23553	5354	20842	5253	33123	3849	9568	5656	4041
6107	238	28913	9940	18535	2910	8420	1437	7145	1478	9251	408	2120	412	309

Continuación de Anexo 3. Concentración de n-alcános pares e impares del CHA21-4.

Edad Años BP	Profund. cm Promedio	nC23/ g sed	nC24/ g sed	nC25/ g sed	nC26/ g sed	nC27/ g sed	nC28/ g sed	nC29/ g sed	nC30/ g sed	nC31/ g sed	nC32/ g sed	nC33/ g sed	nC34/ g sed	nC35/ g sed
6374	248.5	28079	6515	17349	2798	9879	1524	7314	2147	5506	496	2638	477	740
6574	255.5	20727	5827	14694	2337	7897	1314	6640	1521	7378	351	2132	212	358
6732	261.5	18235	5358	12788	1852	4953	813	3342	812	3685	321	1305	152	320
6904	267.5	15725	3412	10865	1887	7095	1176	6261	1793	6756	944	3137	230	512
7086	273.5	5467	1880	3505	550	1592	272	1351	279	1749	77	401	78	58
7251	279.5	24909	5757	18706	2445	11372	1199	6736	1222	4209	249	1784	334	779
7431	285.5	14993	3891	11130	1721	5932	871	4174	931	2913	258	1303	158	278
7593	291.5	6712	1468	4785	924	3283	622	2914	813	2064	124	963	47	248
7758	297.5	10107	2482	7288	1290	4063	910	4507	1262	5725	1116	2808	132	246
7915	303.5	13164	2942	7383	973	2421	404	1461	750	1359	795	842	765	152
8183	314	6868	1016	4357	606	3699	431	3040	236	2233	102	693	43	177
8221	315.5	7823	1111	6516	937	7292	735	4951	801	2563	146	1039	69	234
8382	321.5	7760	1628	6229	1403	5576	953	4611	1107	3936	468	1794	79	322
8548	327.5	7245	1424	5327	1202	5284	965	4698	1172	3532	278	1765	110	529
8712	333.5	12650	2570	10079	1746	9073	1096	6766	1128	3755	301	1650	209	621
8899	339.5	7955	1633	6285	1101	4908	729	4379	778	3832	316	1887	261	741
9113	345.5	6832	1347	5287	1250	5670	921	4379	1282	4062	739	2234	253	580
9341	351.5	8426	2101	5789	1497	4656	1117	4428	1494	4605	759	2393	145	395
9556	357.5	6025	1791	4593	1038	2726	654	2778	950	2441	386	1321	149	280
9777	363.5	15003	5244	12819	2308	5002	801	2470	761	2071	372	1000	97	282
9995	369.5	14144	3573	9063	1827	4849	1137	4518	1451	4567	786	2298	458	472
10229	375.5	7569	2314	6839	1402	3633	782	3247	985	2756	348	1341	196	297
10439	381.5	19010	5195	13917	1787	5151	853	4061	939	3429	377	1692	152	248
10657	387.5	19010	5195	13917	1787	5151	853	4061	939	3429	377	1692	152	248
10879	393.5	2685	7055	1382	5461	3766	869	3758	1107	3033	285	1581	98	278
11053	398.5	15194	3442	8789	1806	5855	1393	6432	1484	6939	661	2572	221	791

Continuación de Anexo 3. Concentración de n-alcános pares e impares del CHA21-4.

Edad Años BP	Profund. cm Promedio	nC23/ g sed	nC24/ g sed	nC25/ g sed	nC26/ g sed	nC27/ g sed	nC28/ g sed	nC29/ g sed	nC30/ g sed	nC31/ g sed	nC32/ g sed	nC33/ g sed	nC34/ g sed	nC35/ g sed
11310	405.5	13796	3345	8644	1674	4517	1088	4710	1410	4012	668	2194	345	710
11525	411.5	8487	2134	5407	1281	3683	934	4108	1119	4091	612	2335	132	911
11729	417.5	7258	1780	4503	1048	3021	785	3531	1126	4081	620	2345	156	272
11951	423.5	9799	2733	6630	1490	3861	1009	3889	1185	3603	584	2118	28	367
12182	429.5	13112	3188	7188	1640	4380	1051	3691	971	1935	170	694	148	190
12394	435.5	18263	3918	8350	1886	5505	1370	5017	1228	2628	345	1779	254	393
12599	441.5	67165	14702	33711	8064	23213	5792	17809	5009	8521	1177	5374	709	1367
12723	447.5	16144	3402	9136	2176	7722	1674	6401	1296	3346	322	1622	177	391
12850	453.5	21490	4521	10070	2061	5818	1427	4297	1143	2187	814	1286	330	361
12972	459.5	12780	4035	10422	1267	3847	538	2632	604	1677	124	737	120	205
13102	465.5	20548	5407	15782	1680	5934	775	3621	673	1899	695	862	195	160
13232	471.5	32575	7092	22798	3259	17246	1917	11111	1374	3416	251	1480	331	508
13359	477.5	14046	2728	11742	1647	10484	993	6261	1262	3511	352	1757	304	376
13489	483.5	6521	2034	6823	1383	5513	1015	4965	1063	3799	330	2586	162	651
13633	489.5	12121	2814	10449	1354	6428	852	3917	607	2226	229	1386	160	468
13812	493	9032	1605	8087	921	6792	741	4680	586	2889	246	1774	137	674
13908	495.5	5501	1287	4318	883	3608	719	3288	807	2875	227	1997	123	619
14239	502.5	5455	1520	4178	854	2531	665	2438	662	2007	293	1530	274	517
14699	512.5	3124	894	2770	488	1389	332	1150	295	836	78	656	46	173
15166	522.5	2180	698	1811	373	958	220	785	181	684	168	595	67	184
15450	532.5	2744	908	2643	585	1705	543	1317	300	1081	202	748	238	426
15571	538	865	374	963	333	884	350	940	285	778	202	488	171	246
15672	542.5	21490	4521	10070	2061	5818	1427	4297	1143	2187	814	1286	330	361
15895	552.5	2228	697	1878	526	1212	322	936	189	721	123	509	183	237
16129	562.5	4446	1333	3284	705	1951	489	1369	398	886	103	693	49	204
16245	567	1004	263	750	144	440	78	296	35	189	17	131	9	43
16388	572.5	349	132	436	258	562	191	736	137	870	98	714	83	209
16654	582.5	423	162	500	216	554	208	597	163	477	67	352	61	121
16976	595	583	224	570	240	462	177	470	93	382	105	244	41	76

Anexo 4. Cantidad Total de Odd alcanos y Ratios: Paq, CPI, ACL.

Edad Años BP	Profundidad cm Promedio	Odd (ug/g)	Paq	CPI (25-33)	ACL (25-33)
-67	1	36.0	0.812	3.5	27.9
-61	2	40.8	0.644	3.5	28.5
-55	3	25.0	0.635	3.4	28.6
-49	4	27.7	0.457	4.6	29.3
-43	5	35.0	0.653	4.1	28.3
-37	6	19.0	0.459	4.8	29.1
-31	7	37.9	0.701	3.3	28.1
-25	8	25.1	0.582	3.2	28.6
-19	9	27.9	0.609	3.1	28.6
-13	10	21.7	0.427	4.0	29.1
368	11	24.4	0.520	3.2	28.8
748	12	27.2	0.550	2.8	28.8
1903	18	17.5	0.407	3.1	29.0
1907	19	15.6	0.408	3.1	29.3
1912	20	18.0	0.372	3.6	29.3
1921	21	17.8	0.399	2.6	29.3
1929	22	27.9	0.354	4.2	29.3
1937	23	17.2	0.321	3.1	29.5
1945	24	14.7	0.330	3.4	29.5
1953	25	16.4	0.343	2.4	29.7
1967	26	19.9	0.278	2.7	29.8
1981	27	18.1	0.307	3.5	29.6
1995	28	17.0	0.313	3.7	29.5
2008	29	18.9	0.293	3.1	29.6
2022	30	15.2	0.299	3.7	29.7
2039	31	17.1	0.269	3.4	29.6
2057	32	14.0	0.327	3.3	29.4
2074	33	19.9	0.315	3.8	29.3
2091	34	17.0	0.332	3.8	29.0
2108	35	15.1	0.285	3.3	29.4
2125	36	16.2	0.292	4.7	29.3
2142	37	19.6	0.278	3.4	29.4
2159	38	23.5	0.259	5.5	29.3
2175	39	20.6	0.188	5.3	29.6
2192	40	24.8	0.205	5.5	29.6
2311	46	22.0	0.223	4.1	29.6
2418	52	19.1	0.278	2.9	29.5
2523	58	144.2	0.225	4.1	29.3
2635	64	48.4	0.267	4.4	29.2
2743	70	33.6	0.320	3.5	29.0
2850	76	34.0	0.235	3.7	29.4

Continuación del Anexo 4. Cantidad Total de Odd alcanos y Ratios: Paq, CPI, ACL.

Edad Años BP	Profundidad cm. Promedio	Odd (ug/g)	Paq	CPI (25-33)	ACL (25-33)
2965	82	36.2	0.212	4.4	29.6
3075	88	55.1	0.277	4.4	29.3
3192	94	85.5	0.336	6.0	29.2
3333	100	99.7	0.255	4.4	29.3
3481	106	82.5	0.268	5.6	29.4
3627	112	57.7	0.204	5.6	29.6
3774	118	67.9	0.148	7.4	29.9
3912	124	44.4	0.166	7.6	29.9
4063	130	40.4	0.19	7.4	29.7
4202	136	29.2	0.196	7.4	29.9
4344	142	49.7	0.133	9.4	29.9
4485	148	73.0	0.183	10.0	29.7
4629	154	78.2	0.160	13.1	30.0
4783	160	105.3	0.196	10.8	29.6
4925	166	91.0	0.211	5.5	29.6
5069	172	62.6	0.307	5.5	29.4
5206	178	94.5	0.352	5.3	29.4
5338	184	76.2	0.575	5.5	28.4
5484	190	36.5	0.528	3.7	28.5
5603	196	52.6	0.614	4.3	28.5
5673	202	107.9	0.501	6.9	28.8
5748	208	125.6	0.645	6.2	28.3
5785	211	40.2	0.536	7.2	28.7
5820	214	103.0	0.599	6.1	28.5
5892	220	167.4	0.755	5.0	27.8
5963	226	128.0	0.832	4.9	27.5
6035	232	193.8	0.706	3.9	28.2
6107	238	74.7	0.807	4.8	27.6
6232	243.5	124.9	0.811	3.5	27.8
6374	248.5	71.5	0.848	4.5	27.5
6574	255.5	59.8	0.788	5.1	27.7
6732	261.5	44.6	0.861	4.7	27.2
6904	267.5	50.4	0.729	4.7	28.2
7086	273.5	14.1	0.807	4.8	27.6
7251	279.5	68.5	0.879	5.9	27.2
7431	285.5	40.7	0.861	4.9	27.3
7593	291.5	21.0	0.792	4.5	27.8
7758	297.5	34.7	0.671	4.3	28.5
7915	303.5	26.8	0.903	3.0	27.3
8183	314	21.1	0.793	7.9	27.8
8221	315.5	30.4	0.799	7.2	27.7
8382	321.5	30.2	0.709	4.8	28.1

Continuación Anexo 4. Cantidad Total de Odd alcanos y Ratios: Paq, CPI, ACL.

Edad Años BP	Profundidad cm Promedio	Odd (ug/g)	Paq	CPI (25-33)	ACL (25-33)
8548	327.5	28.4	0.704	4.8	28.2
8712	333.5	44.6	0.808	5.8	27.6
8899	339.5	30	0.713	5.7	28.1
9113	345.5	29	0.658	4.4	28.4
9341	351.5	30.7	0.67	3.8	28.4
9556	357.5	20.2	0.738	3.6	28.1
9777	363.5	38.6	0.901	3.9	26.9
9995	369.5	39.9	0.772	3.7	28
10229	375.5	25.7	0.779	3.9	27.8
10439	381.5	47.5	0.865	5	27.3
10657	387.5	47.5	0.865	5	27.3
10879	393.5	16.5	0.468	1.3	28.3
11053	398.5	46.6	0.716	4.5	28.3
11310	405.5	38.6	0.783	3.8	28
11525	411.5	29	0.684	4	28.4
11729	417.5	25	0.647	4	28.7
11951	423.5	30.3	0.742	3.8	28.1
12182	429.5	31.2	0.885	3.5	27.4
12394	435.5	41.9	0.858	3.6	27.7
12599	441.5	157.2	0.879	3.4	27.5
12723	447.5	44.8	0.836	4.1	27.7
12850	453.5	45.5	0.901	3.2	27.4
12972	459.5	32.3	0.906	5.1	26.9
13102	465.5	48.8	0.929	5	26.8
13232	471.5	89.1	0.919	6	27.1
13359	477.5	48.2	0.83	6.1	27.5
13489	483.5	30.9	0.676	5	28.2
13633	489.5	37	0.862	5.9	27.2
13812	493	33.9	0.786	7.6	27.7
13908	495.5	22.2	0.668	5	28.3
14239	502.5	18.7	0.731	3.9	28.1
14699	512.5	10.1	0.798	4.4	27.7
15166	522.5	7.2	0.757	3.9	28
15450	532.5	10.7	0.747	3.5	27.9
15571	538	5.2	0.591	2.8	28.5
15672	542.5	45.5	0.901	3.2	27.4
15895	552.5	7.7	0.769	3.4	27.8

Continuación Anexo 4. Cantidad Total de Odd alcanos y Ratios: Paq, CPI, ACL.

Edad Años BP	Profundidad cm Promedio	Odd (ug/g)	Paq	CPI (25-33)	ACL (25-33)
16129	562.5	12.8	0.83	3.7	27.5
16245	567	2.9	0.846	4.9	27.4
16388	572.5	3.9	0.331	4.2	29.3
16654	582.5	3	0.527	3.3	28.6
16976	595	2.8	0.648	2.9	28.3

Anexo 5. Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y sd (Desviación estándar), en unidades ‰ VPDB.

Edad Años BP	13C23	sd_13C23	13C25	sd_13C25	13C27	sd_13C27	13C29	sd_13C29	13C31	sd_13C31	13C33	sd_13C33
-67	-21.5	0	-22.7	0.1	-25.2	0.1	-28.7	0	-32.2	0.1	-31.8	0.1
-61	-21.8	0	-23.1	0	-25.3	0	-28.7	0.2	-32.3	0.2	-31.7	0
-55	-23.2	0	-23.2	0	-24.4	0	-27.2	0	-31.2	0.1	-30.7	0.1
-49	-21.4	0.1	-22.2	0	-23	0	-26.1	0.2	-31.1	0.2	-30.6	0.1
-43	-21.5	0	-21.9	0	-22.5	0	-25.4	0	-30.9	0	-30.4	0.1
-37	-22.4	0	-22.8	0	-24.1	0	-26.9	0	-31.1	0	-30.6	0
-31	-22.5	0	-22.9	0	-23.5	0	-26.2	0.1	-31.2	0.1	-30.3	0.1
-25	-22.3	0	-23	0.1	-24.1	0	-26.7	0	-31.1	0.1	-30.6	0
-19	-22.1	0	-22.6	0	-23.5	0	-26.2	0	-30.8	0.2	-30.3	0
-13	-22.6	0.1	-22.9	0.1	-24.4	0	-27.2	0	-31.2	0	-30.6	0.1
368	-23.3	0.1	-23.5	0.1	-24.5	0	-27.2	0	-31	0	-30.5	0.1
748	-25.3	0.1	-24.9	0.2	-25.5	0.2	-27.4	0	-30.9	0.1	-30.4	0.1
1903	-29.2	0	-29.7	0.2	-30.3	0.1	-30.8	0.1	-31.7	0.1	-31.7	0
1907	-29.9	0.3	-30	0.3	-32.3	0.3	-31.6	0.3	-32.2	0.3	-31.2	0.3
1912	-29.8	0.3	-30.2	0.3	-30.4	0.3	-31.4	0.3	-31.7	0.3	-31.6	0.3
1921	-30.2	0.3	-30.8	0.3	-31.4	0.3	-31.9	0.3	-32.2	0.3	-32.2	0.3
1929	-29.3	0.2	-30.1	0.3	-31.2	0.5	-31.7	0.1	-32.2	0.1	-31.9	0
1937	-30.9	0.3	-30.6	0.3	-31.2	0.3	-32.4	0.3	-32	0.3	-31.7	0.3
1945	-29.4	0.3	-30.2	0.3	-31.2	0.3	-31.4	0.3	-31.6	0.3	-31.5	0.3
1953	-28.9	0.2	-29.2	0.1	-29.1	0.4	-30.5	0.1	-31.7	0.1	-31.9	0.3
1967	-29.1	0.3	-29.9	0.1	-30.3	0.1	-31.2	0.2	-31.5	0.2	-32	0.1
1981	-30.2	0.7	-30.3	0.1	-31.8	0	-32	0.2	-32	0.2	-31.6	0.4
1995	-29.6	0.5	-30.7	0.1	-31.4	0.4	-32.1	0.1	-32.1	0.2	-31.9	0.2
2008	-30.1	0.3	-30.9	0.2	-32.9	0.4	-32	0.2	-31.6	0	-31.7	0
2022	-29.8	0.3	-31.3	0.3	-31.5	0.3	-32.1	0.3	-32.2	0.3	-31.9	0.3
2039	-30.9	0.3	-30.8	0.3	-30.6	0.3	-31.3	0.3	-31.1	0.3	-31.3	0.3
2057	-30.5	0.1	-32.6	0.7	-31.7	0.3	-32.1	0.3	-31.8	0.5	-31.7	0.2
2074	-31.5	0.1	-31.3	0.1	-32.5	0.1	-32.3	0.1	-32.2	0.1	-32.2	0.2
2091	-31.9	0.1	-31.7	0.4	-33.4	0.7	-31.5	0.3	-31.6	0.4	-32.1	0.3
2108	-31.2	0.3	-31	0.3	-31.9	0.3	-31.6	0.2	-31.9	0.2	-32	0.3
2125	-31.1	0.1	-31.3	0.1	-31.8	0.2	-32	0.2	-32.2	0.2	-32.1	0.2
2142	-31	0.2	-31.7	0.4	-32	0.3	-32	0.2	-31.9	0.1	-32.2	0
2159	-30.9	0.3	-31.4	0.3	-31.6	0.3	-31.7	0.3	-31.8	0.3	-31.9	0.3

Continuación Anexo 5. Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y sd (Desviación Estándar), en ‰ VPDB.

Edad Años BP	13C23	sd_13C23	13C25	sd_13C25	13C27	sd_13C27	13C29	sd_13C29	13C31	sd_13C31	13C33	sd_13C33
2175	-31.1	0.2	-30.8	0.3	-31.7	0.3	-31.5	0.4	-32	0	-31.8	0.1
2192	-31.2	0.3	-31.2	0.3	-31.9	0.3	-31.8	0.3	-32.1	0.3	-31.6	0.3
2311	-30.5	0.6	-30.9	0.4	-31.3	0	-31.4	0.6	-31.8	0.3	-32	0.1
2418	-31.3	0.1	-31.3	0	-31.8	0.2	-31.8	0.3	-31.9	0.1	-31.2	0.1
2523	-32.7	0.3	-32.8	0.3	-34.1	0.3	-33	0.3	-32.2	0.3	-32.3	0.3
2635	-32.2	0.1	-32.9	0.1	-33.6	0.1	-32.4	0	-31.5	0.1	-32.4	0.1
2743	-31.6	0.3	-32.1	0.3	-32.1	0.3	-31.8	0.3	-31.7	0.3	-32.2	0.3
2850	-31.3	0.5	-31.4	0.3	-32.6	0.3	-31.2	0	-31.2	0.3	-31.8	0.4
2965	-32.1	0.4	-32.2	0.5	-32.8	0.5	-31.5	0.1	-31	0.3	-31.7	0.2
3075	-32	0.2	-32.5	0.4	-33.2	0.1	-31.7	0.4	-31.1	0	-31.1	0.2
3192	-32.6	0	-33.1	0	-32.6	0.1	-31.6	0.1	-31	0.1	-31.6	0.1
3333	-31.3	0.1	-31.3	0.3	-32.5	0	-31.8	0.1	-31.1	0	-31.4	0
3481	-32	0.2	-32	0.2	-31.8	0.3	-31.5	0.1	-31	0	-31.4	0.2
3627	-31.6	0.3	-30.7	0.3	-31.5	0	-30.8	0	-30.5	0.2	-31	0.2
3774	-31.1	0.1	-30.4	0	-31.6	0.1	-31.1	0.1	-30.9	0	-31.2	0.2
3912	-29.9	0.1	-30.1	0.2	-31.5	0.5	-31.1	0.3	-31.1	0.1	-31.2	0.3
4063	-30.8	0.3	-31.5	0.3	-31.2	0.3	-32	0.3	-31.1	0.3	-31.2	0.3
4202	-30.5	0.2	-29.7	0.4	-30.8	0.2	-31.5	0.1	-31.1	0.1	-30.7	0.2
4344	-30.9	0.1	-30.1	0.3	-32	0.3	-31.6	0.1	-31	0.1	-31.3	0.2
4485	-29.3	0	-30	0.2	-31.5	0.4	-31.5	0.2	-31.6	0.2	-31.9	0.2
4629	-24.7	0.3	-28.4	0.3	-29.8	0.3	-31.1	0.3	-31.7	0.3	-31.6	0.3
4783	-27.8	0.4	-29.4	0.1	-31.3	0.2	-31.7	0.2	-32	0.1		
4925	-27.5	0.1	-28.3	0.2	-29.8	0.2	-31	0.1	-31.2	0.1	-30.8	0
5069	-23.2	0	-25.3	0	-26.7	0.2	-30.2	0	-31.8	0.4	-30.3	0.5
5206	-21.6	0.1	-23.5	0.3	-24.1	0.4	-29.4	0.3	-30.8	0	-31.3	0.2
5338	-19.5	0	-21.2	0.3	-20.8	0.3	-26.8	0.1	-30.6	0	-28.7	0.2
5484	-20.1	0.1	-22.4	0	-22.5	0.1	-27.5	0.2	-30.5	0.2		
5603	-21.9	0.1	-23	0.2	-23.8	0.1	-28.3	0.2	-30.7	0	-31.7	0.2
5673	-18.6	0	-20.7	0	-21.4	0.1	-27.8	0.1	-31.3	0	-30.5	0
5748	-19.8	0	-20.9	0.1	-22.2	0	-28	0.1	-30.9	0.1	-30.2	0
5785	-19.5	0.1	-20.6	0.1	-22.1	0.1	-28.5	0.2	-30.9	0.1		
5820	-18	0	-19.9	0	-22	0.1	-27.8	0.1	-30.8	0	-30.2	0.2

Continuación Anexo 5. Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ y sd (Desviación Estándar), en ‰ VPDB.

Edad Años BP	13C23	sd_13C23	13C25	sd_13C25	13C27	sd_13C27	13C29	sd_13C29	13C31	sd_13C31	13C33	sd_13C33
5892	-17.1	0.2	-18.7	0.2	-20	0.2	-25.7	0.1	-30.6	0	-29.4	0.1
5963	-20.6	0.3	-18.2	0	-19.5	0	-25.3	0	-30.3	0	-29.7	0.5
6035	-19.5	0.2	-21	0.3	-20	0.2	-26.6	0.2	-30.6	0.1	-28.7	0
6107	-21.1	0.1	-21.6	0.1	-21.6	0.4	-25	0.1	-30.3	0	-27.8	0.1
6232	-13.6	0	-14.9	0	-15.4	0	-18.5	0	-25.4	0	-21.9	0
6374	-14.5	0	-16	0	-16.5	0.1	-21.5	0.3	-28.3	0.1	-23.4	0.2
6574	-17.4	0	-18.4	0.1	-18.4	0.1	-24	0.1	-29.6	0.1	-26.5	0.3
6732	-19.2	0.1	-19.9	0.1	-20.6	0.1	-25.7	0.1	-30	0.1	-29.2	0.4
6904	-14.7	0	-16.5	0.1	-17.7	0.1	-23.1	0.1	-28.8	0	-27	0.4
7086	-17.9	0.3	-18.4	0.3	-21.7	0.3	-23	0.1	-28.8	0.1	-26.8	0.4
7251	-16.7	0.1	-17.6	0.1	-16.4	0	-21.4	0.1	-29.3	0	-27.9	0.2
7431	-20.5	0.1	-20.8	0.1	-20.8	0.2	-24.3	0.4	-29.7	0.3	-27.4	0.3
7593	-17.7	0	-19.2	0.1	-20.4	0.1	-24.8	0.2	-29.6	0.2	-26	0.3
7758	-19.9	0.1	-20.2	0.1	-21	0.1	-25.3	0	-28.9	0	-27.9	0.3
7915	-19.5	0.3	-20.4	0.5	-20.8	0.3	-25.5	0.2	-29.1	0.3	-25.6	0.1
8183	-17.8	0.4	-18.5	0.3	-19.2	0.3	-24.7	0.1	-30	0.1		
8221	-17.4	0.3	-17.9	0.3	-18.3	0.1	-22.9	0	-29.5	0	-27.4	0.1
8382	-15.9	0.1	-17.7	0.2	-19.2	0	-24	0.1	-29.1	0.1	-27.2	0.1
8548	-17.4	0.1	-18.7	0.1	-19.5	0.1	-24.7	0.2	-29.7	0.2	-27.6	0.2
8712	-17.6	0.1	-18.4	0	-18.8	0	-23.4	0.1	-30.1	0.5	-28.4	0.2
8899	-18.2	0.1	-19	0.1	-19.7	0.1	-25.3	0.1	-30.3	0.2	-29.6	0.4
9113	-17	0.1	-18.1	0.1	-19	0	-23	0	-29	0.1	-28.1	0.2
9341	-18.2	0	-19.9	0.2	-20.5	0.1	-25.6	0.2	-29.1	0.1	-27	0
9556	-17	0.3	-18.2	0.1	-19.9	0.2	-25	0.1	-29.4	0.1	-27.2	0.2
9777	-20.7	0	-20.8	0.1	-20.8	0.3	-25.5	0.2	-29	0.2	-26.3	0.3
9995	-17.2	0.1	-18.6	0.1	-20.1	0.1	-25.6	0.1	-29.1	0.1	-27.2	0.4
10229	-17.5	0.2	-19.2	0	-20.7	0.1	-27.4	0.1	-30.1	0.3	-27	0.3
10439	-17.1	0.3	-18.8	0.1	-19.7	0.1	-24.2	0.1	-28.5	0.1	-26	0.2
10657	-21.1	0.3	-21.5	0.3	-21.8	0.3	-26.1	0.3	-29.7	0.3	-27.3	0.3
10879	-18.1	0.1	-20	0	-21.3	0.1	-25.9	0.1	-29.5	0	-26.2	0.4
11053	-17.4	0	-19.2	0	-21.4	0	-26.1	0	-30	0	-28	0.5
11310	-17	0.1	-18.4	0.1	-20.1	0	-25.7	0.1	-29.3	0	-26.5	0.3

Continuación Anexo 5. Valores de $\delta^{13}C_{wax}$ y sd (Desviación Estándar), en ‰ VPDB.

Edad Años BP	13C23	sd_13C23	13C25	sd_13C25	13C27	sd_13C27	13C29	sd_13C29	13C31	sd_13C31	13C33	sd_13C33
11525	-16.1	0.1	-18.3	0.1	-19.7	0.1	-24.3	0.1	-28.4	0.1	-27	0.1
11729	-16.8	0	-18.7	0.1	-19.9	0	-24.5	0.2	-28.8	0.1	-27.6	0
11951	-16.4	0.1	-18.2	0.2	-19.6	0	-24.2	0.1	-28.4	0.1	-26.3	0.1
12182	-16.3	0.1	-17.9	0.1	-19.1	0	-22.9	0.1	-27.4	0.3	-25.2	0
12394	-16.6	0.3	-18	0.3	-19.5	0.3	-22.6	0.3	-27.2	0.3	-25.4	0.3
12599	-16.5	0.1	-18.1	0	-19.8	0.1	-22.7	0.1	-27.4	0.1	-25.5	0.3
12723	-16.5	0	-18.2	0.1	-19.9	0.1	-23.1	0	-28.3	0.5	-26.3	0.3
12850	-16.5	0.1	-18.2	0.1	-19.7	0.1	-22.5	0.1	-27	0.1	-24.9	0.4
12972			-23.4	0.3	-24.4	0.3	-27.2	0.3	-29.7	0.3	-29.1	0.3
13102	-24.9	0.1	-24.7	0	-23.9	0.1	-26.5	0.1	-30.1	0.4	-29.5	0.7
13232	-19.1	0	-19.7	0.1	-20.8	0	-23.8	0	-28.9	0	-28.4	0.2
13359	-16.4	0.3	-18.4	0.3	-19.3	0.3	-25.7	0.3	-31.2	0.3	-28.3	0.3
13489	-18.5	0	-19.4	0.1	-21.3	0.1	-27	0.1	-30.7	0.1	-29.5	0.1
13633	-21.1	0	-21.4	0	-22	0	-26.9	0.1	-31	0.2	-30.7	0
13788	-18.6	0	-19.1	0.1	-20.3	0.1	-26.7	0.1	-31.2	0.2		
13908	-18.1	0.1	-19.5	0.1	-21.7	0	-26.6	0	-30.9	0.1	-30.2	0.1
14239	-15.4	0	-17.3	0	-20.4	0.1	-24.8	0	-30	0.1	-28.8	0.2
14699	-14.6	0	-16	0.2	-19.8	0	-24.4	0	-29.3	0.1	-29.5	0.1
15166	-21.1	0.1	-21.8	0.1	-23.4	0.3	-28.2	0.1	-30.7	0.1	-31	0
15450	-19.1	0	-19.9	0.3	-21.8	0.1	-27.5	0.3	-31.5	0.1	-31.1	0.1
15571	-19.4	0.2	-20.9	0.2	-23.6	0	-29.3	0.1	-31.1	0	-31	0.3
15672	-20.6	0.2	-22	0.1	-23.9	0.1	-29.4	0	-31.3	0	-31.3	0.1
15895	-21.4	0	-22.3	0.1	-23.8	0.2	-28.8	0.3	-31.6	0.4	-31.4	0.5
16129	-20.1	0.2	-20.6	0.2	-22.4	0	-26.6	0.1	-30.8	0.3	-31.3	0.5
16245	-17.9	0.8	-18.3	0	-21.9	0	-26.4	0	-30.8	0.1		
16388	-21.6	0.3	-23.3	0.3	-25.1	0.3	-30.2	0.3	-31.6	0.3	-32	0.3
16654	-18.4	0.2	-20.5	0.1	-23.2	0.3	-27.5	0.1	-31	0.1	-31.1	0.4
16976	-19.5	0.3	-21.7	0.4	-23.9	0.4	-27.9	0.3	-30.7	0.4	-30.5	0.4

Anexo 6. Valores de δ^2H_{wax} (raw data) y sd de los n- alcanos, unidades ‰VPDB.

Edad Años BP	dD23	SD23	dD25	SD25	dD27	SD27	dD29	SD29	dD31	SD31	dD33	SD33
-67	-180	0	-181	1	-196	0	-209	1	-222	0	-223	0
-61	-180	1	-180	0	-194	1	-205	3	-221	0	-222	1
-55	-169	1	-169	1	-180	4	-193	2	-222	2	-230	0
-49	-155	0	-179	0	-191	0	-197	0	-227	0	-231	0
-43	-160	1	-180	1	-189	1	-202	2	-229	0	-238	0
-37	-169	1	-172	1	-183	4	-197	0	-227	0	-237	1
-31	-153	3	-169	0	-178	4	-191	2	-222	1	-229	1
-25	-172	3	-171	0	-183	0	-196	0	-222	1	-235	1
-19	-155	1	-178	0	-190	0	-202	1	-228	1	-236	0
-13	-161	1	-187	1	-198	0	-209	1	-230	0	-241	1
368	-178	0	-185	0	-189	2	-203	2	-229	5	-238	2
748	-154	0	-160	0	-181	1	-195	4	-219	3	-231	4
1903	-209	3	-223	3	-206	3	-226	3	-243	3	-250	3
1907	-258	2	-247	0	-219	1	-228	5	-246	4	NA	NA
1912	-257	3	-252	3	-228	3	-237	3	-247	3	-256	3
1921	-260	1	-251	2	-222	3	-230	3	-243	5	-199	0
1929	-252	3	-247	3	-220	3	-228	3	-247	3	-257	3
1937	-257	3	-247	3	-243	3	-234	3	-242	3	-210	3
1945	-251	3	-244	3	-214	3	-234	3	-244	3	-251	3
1953	NA	-235	3	NA	NA							
1967	NA	-222	3	NA	NA							
1981	-254	3	-247	3	-217	3	-235	NA	-245	NA	-279	3
1995	-256	3	-245	3	-215	3	-238	NA	-251	NA	-263	3
2008	-260	3	-245	3	-219	3	-229	NA	-249	NA	-210	3
2022	-258	3	-260	3	-219	3	-233	NA	-251	NA	-253	3
2039	-269	3	-237	3	-214	3	-239	NA	-245	NA	-242	3
2057	-257	3	-237	3	-216	3	-232	NA	-244	NA	-243	3
2074	-238	3	-238	3	-233	3	-240	3	-250	3	-264	3
2091	NA	-232	3	NA	NA							
2108	-260	3	-244	3	-234	3	-244	3	-255	3	-256	3
2125	-223	3	-233	3	-233	3	-251	3	-261	3	-248	3
2142	-253	3	-232	3	-220	3	-240	3	-251	3	-229	3
2159	-192	3	-232	3	-226	3	-241	3	-251	3	-255	3
2175	-227	3	-243	3	-230	3	-248	3	-256	3	-252	3
2192	-217	3	-238	3	-233	3	-248	3	-256	3	-257	3
2311	NA	NA	NA	NA	NA	NA	-230	3	-239	3	NA	NA
2418	NA											
2523	NA											
2635	-212	1	-213	1	-216	3	-226	0	-247	1	-251	3
2743	-238	3	-223	3	-229	3	-229	3	-248	3	-234	3
2850	-224	3	-228	3	-224	3	-243	3	-259	3	-250	3

Continuación del Anexo 6. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ (raw data) y sd de los n- alcanos, en ‰ VPDB.

Edad Años BP	dD23	SD23	dD25	SD25	dD27	SD27	dD29	SD29	dD31	SD31	dD33	SD33
2965	-237	3	-237	3	-257	3	-250	3	-260	3	-260	3
3075	-234	0	-245	3	-233	0	-247	1	-259	0	-249	0
3192	-230	1	-240	3	-237	0	-245	0	-257	1	NA	NA
3333	-217	1	-243	3	-240	2	-245	1	-257	2	-247	2
3481	-234	1	-246	2	-249	3	-252	1	-262	0	-249	5
3627	-235	0	-256	1	-252	1	-259	3	-263	0	-256	0
3774	-225	1	-248	4	-258	3	-254	0	-256	3	NA	NA
3912	-225	1	-243	4	-236	1	-245	2	-252	0	-248	0
4063	-229	1	-244	2	-236	0	-245	3	-254	0	-248	0
4202	-224	3	-244	3	-234	3	-249	3	-258	3	-260	3
4344	-206	4	-234	1	-236	0	-247	1	-255	0	-255	0
4485	-216	3	-234	1	-236	4	-241	0	-245	0	-246	3
4629	-192	1	-225	3	-224	3	-230	3	-242	3	NA	NA
4783	-206	1	-224	1	-229	1	-236	0	-249	0	NA	NA
4925	-217	3	-229	3	-228	3	-250	0	-259	2	-259	0
5069	-211	0	-222	2	-223	2	-238	2	-253	0	NA	NA
5206	-210	3	-218	1	-220	2	-241	3	-258	3	NA	NA
5338	-208	1	-211	2	-214	1	-225	4	-242	1	NA	NA
5484	NA											
5603	-202	1	-205	0	-208	1	-214	1	-235	1	NA	NA
5673	-208	1	-209	1	-216	0	-226	0	-244	2	NA	NA
5748	-206	0	-206	0	-205	5	-223	1	-242	1	NA	NA
5785	-206	1	-211	1	-209	0	-228	0	-245	0	NA	NA
5820	-199	0	-207	3	-204	1	-217	0	-240	1	NA	NA
5892	-203	0	-206	0	-200	1	-210	1	-233	1	NA	NA
5963	-199	3	-205	1	-198	4	-211	1	-232	1	NA	NA
6035	-208	0	-208	1	-206	0	-213	1	-236	1	NA	NA
6107	-201	4	-199	1	-191	0	-194	1	-228	0	-255	0
6232	-179	2	-176	2	-175	0	-183	2	-207	2	NA	NA
6374	-190	0	-190	1	-184	1	-195	1	-219	2	NA	NA
6574	-199	0	-198	0	-190	0	-199	0	-227	1	NA	NA
6732	-207	0	-205	0	-195	1	-200	1	-229	1	NA	NA
6904	-188	1	-192	1	-178	0	-188	1	-211	1	NA	NA
7086	-197	0	-196	2	-199	0	-202	1	-217	0	NA	NA
7251	-213	0	-211	2	-209	0	-213	3	-229	1	NA	NA
7431	-205	0	-201	0	-191	0	-192	0	-216	1	NA	NA
7593	-201	0	-198	0	-193	0	-197	0	-218	2	NA	NA
7758	-195	3	-194	0	-184	1	-194	1	-213	1	NA	NA
7915	-206	0	-202	3	-192	3	-187	3	-201	3	NA	NA
8183	-194	0	-199	0	-203	0	-207	0	-225	0	NA	NA
8201	-195	0	-198	0	-205	1	-204	2	-211	2	NA	NA

Continuación del Anexo 6. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ (raw data) y sd de los n- alcanos, en ‰

VPDB.

Edad Años BP	dD23	SD23	dD25	SD25	dD27	SD27	dD29	SD29	dD31	SD31	dD33	SD33
8382	-161	4	-182	0	-182	0	-189	1	-205	2	NA	NA
8548	-209	1	-205	0	-205	2	-209	1	-222	0	NA	NA
8712	-210	1	-209	0	-208	1	-209	2	-222	1	NA	NA
8899	-196	1	-202	1	-203	0	-207	0	-224	0	NA	NA
9113	-189	0	-189	1	-192	1	-196	1	-201	1	NA	NA
9341	-185	0	-180	2	-178	0	-189	1	-205	2	NA	NA
9556	-187	3	-186	0	-175	0	-183	0	-213	2	NA	NA
9777	-210	1	-209	1	-194	1	-185	1	-204	2	NA	NA
9995	-180	0	-185	1	-172	3	-184	3	-200	3	NA	NA
10229	-192	5	-196	0	-186	3	-190	0	-199	1	NA	NA
10439	-185	0	-185	5	-188	0	-192	1	-206	2	NA	NA
10657	-192	1	-191	0	-185	0	-193	3	-206	3	NA	NA
10879	-158	1	-187	1	-183	0	-190	1	-208	3	NA	NA
11053	-173	1	-178	0	-185	2	-198	0	-228	0	NA	NA
11310	-173	1	-177	0	-180	1	-192	1	-207	1	NA	NA
11525	-176	1	-171	1	-174	0	-187	2	-206	0	NA	NA
11729	-176	3	-172	1	-173	0	-185	2	-204	4	-215	5
11951	-180	0	-182	0	-182	0	-194	0	-211	0	NA	NA
12182	-179	0	-173	0	-177	0	-187	1	-206	1	NA	NA
12394	-192	1	-182	0	-188	0	-197	0	-214	1	NA	NA
12599	-204	1	-192	1	-201	1	-210	0	-226	1	NA	NA
12723	-207	0	-199	1	-207	0	-216	2	-231	4	NA	NA
12850	-206	0	-199	0	-207	0	-214	1	-227	5	NA	NA
12972	-228	2	-224	0	-223	4	-228	2	-228	4	NA	NA
13102	-226	0	-224	1	-225	1	-233	1	-219	3	NA	NA
13232	-229	1	-223	1	-227	1	-238	0	-232	1	NA	NA
13359	-230	0	-229	0	-235	1	-238	2	-241	2	NA	NA
13489	-229	0	-224	1	-221	0	-237	2	-244	0	NA	NA
13633	-235	1	-226	1	-224	1	-236	2	-236	4	NA	NA
13788	-237	0	-235	1	-239	0	-248	2	-255	0	NA	NA
13908	-218	0	-217	1	-216	0	-229	1	-243	0	NA	NA
14239	-203	1	-188	0	-200	0	-211	2	-233	0	NA	NA
14699	-209	2	-192	0	-202	0	-214	1	-232	0	NA	NA
15166	-254	0	-240	4	-228	0	-224	5	-237	4	-244	2
15450	-256	4	-246	0	-239	0	-239	2	-244	3	NA	NA
15571	-264	5	-240	1	-271	6	-236	3	-251	4	-270	5
15672	-251	9	-233	1	-260	2	-239	1	-243	10	NA	NA
15895	-259	9	-240	0	-299	20	-251	15	-274	1	-219	3

Continuación del Anexo 6. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ (raw data) y sd de los n- alcanos, en ‰ VPDB.

Edad Años BP	dD23	SD23	dD25	SD25	dD27	SD27	dD29	SD29	dD31	SD31	dD33	SD33
16129	-252	1	-235	1	-252	1	-238	7	-246	6	-283	7
16245	-241	2	-226	3	-227	2	-242	3	-258	1	NA	NA
16388	-257	3	-224	3	-177	3	-245	3	-259	3	-282	7
16654	-279	5	-227	1	-226	0	-224	2	-232	0	-215	1
16976	-252	2	-224	1	-278	0	-246	1	-282	1	-233	1

Continuación de Anexo 7. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ corregidos y sd en ‰ VPDB.

Edad Años BP	δH^223	SD23	δH^225	SD25	δH^227	SD27	δH^229	SD29	δH^231	SD31	δH^233	SD33
2523	NA	NA										
2635	-211	1	-212	1	-215	3	-225	0	-246	1	-250	3
2743	-237	3	-222	3	-228	3	-228	3	-247	3	-233	3
2850	-223	3	-227	3	-223	3	-242	3	-258	3	-249	3
2965	-236	3	-236	3	-256	3	-249	3	-259	3	-259	3
3075	-233	0	-244	3	-232	0	-246	1	-258	0	-248	0
3192	-229	1	-239	3	-236	0	-244	0	-256	1	NA	NA
3333	-216	1	-242	3	-239	2	-244	1	-256	2	-246	2
3481	-233	1	-245	2	-248	3	-251	1	-261	0	-248	5
3627	-234	0	-255	1	-251	1	-258	3	-262	0	-255	0
3774	-224	1	-247	4	-257	3	-253	0	-255	3	NA	NA
3912	-225	1	-243	4	-236	1	-245	2	-252	0	-248	0
4063	-229	1	-244	2	-236	0	-245	3	-254	0	-248	0
4202	-224	3	-244	3	-234	3	-249	3	-258	3	-260	3
4344	-206	4	-234	1	-236	0	-247	1	-255	0	-255	0
4485	-216	3	-234	1	-236	4	-241	0	-245	0	-246	3
4629	-192	1	-225	3	-224	3	-230	3	-242	3	NA	NA
4783	-206	1	-224	1	-229	1	-236	0	-249	0	NA	NA
4925	-217	3	-229	3	-228	3	-250	0	-259	2	-259	0
5069	-211	0	-222	2	-223	2	-238	2	-253	0	NA	NA
5206	-210	3	-218	1	-220	2	-241	3	-258	3	NA	NA
5338	-208	1	-211	2	-214	1	-225	4	-242	1	NA	NA
5484	NA	NA										
5603	-203	1	-206	0	-209	1	-215	1	-236	1	NA	NA
5673	-209	1	-210	1	-217	0	-227	0	-245	2	NA	NA
5748	-207	0	-207	0	-206	5	-224	1	-243	1	NA	NA
5785	-207	1	-212	1	-210	0	-229	0	-246	0	NA	NA
5820	-200	0	-208	3	-205	1	-218	0	-241	1	NA	NA
5892	-204	0	-207	0	-201	1	-211	1	-234	1	NA	NA
5963	-200	3	-206	1	-199	4	-212	1	-233	1	NA	NA
6035	-209	0	-209	1	-207	0	-214	1	-237	1	NA	NA
6107	-202	4	-200	1	-192	0	-195	1	-229	0	-256	0
6232	-180	2	-177	2	-176	0	-184	2	-208	2	NA	NA
6374	-191	0	-191	1	-185	1	-196	1	-220	2	NA	NA
6574	-200	0	-199	0	-191	0	-200	0	-228	1	NA	NA
6732	-208	0	-206	0	-196	1	-201	1	-230	1	NA	NA
6904	-189	1	-193	1	-179	0	-189	1	-212	1	NA	NA
7086	-198	0	-197	2	-200	0	-203	1	-218	0	NA	NA

Continuación de Anexo 7. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ corregidos y sd en ‰ VPDB.

Edad Años BP	δH^23	SD23	δH^25	SD25	δH^27	SD27	δH^29	SD29	δH^31	SD31	δH^33	SD33
7251	-215	0	-213	2	-211	0	-215	3	-231	1	NA	NA
7431	-207	0	-203	0	-193	0	-194	0	-218	1	NA	NA
7593	-203	0	-200	0	-195	0	-199	0	-220	2	NA	NA
7758	-197	3	-196	0	-186	1	-196	1	-215	1	NA	NA
7915	-208	0	-204	3	-194	3	-189	3	-203	3	NA	NA
8183	-196	0	-201	0	-205	0	-209	0	-227	0	NA	NA
8221	-197	0	-200	0	-207	1	-206	2	-213	2	NA	NA
8382	-163	4	-184	0	-184	0	-191	1	-207	2	NA	NA
8548	-211	1	-207	0	-207	2	-211	1	-224	0	NA	NA
8712	-212	1	-211	0	-210	1	-211	2	-224	1	NA	NA
8899	-198	1	-204	1	-205	0	-209	0	-226	0	NA	NA
9113	-192	0	-192	1	-195	1	-199	1	-204	1	NA	NA
9341	-188	0	-183	2	-181	0	-192	1	-208	2	NA	NA
9556	-190	3	-189	0	-178	0	-186	0	-216	2	NA	NA
9777	-213	1	-212	1	-197	1	-188	1	-207	2	NA	NA
9995	-183	0	-188	1	-175	3	-187	3	-203	3	NA	NA
10229	-195	5	-199	0	-189	3	-193	0	-202	1	NA	NA
10439	-188	0	-188	5	-191	0	-195	1	-209	2	NA	NA
10657	-196	1	-195	0	-189	0	-197	3	-210	3	NA	NA
10879	-162	1	-191	1	-187	0	-194	1	-212	3	NA	NA
11053	-177	1	-182	0	-189	2	-202	0	-232	0	NA	NA
11310	-177	1	-181	0	-184	1	-196	1	-211	1	NA	NA
11525	-180	1	-175	1	-178	0	-191	2	-210	0	NA	NA
11729	-180	3	-176	1	-177	0	-189	2	-208	4	-219	5
11951	-184	0	-186	0	-186	0	-198	0	-215	0	NA	NA
12182	-183	0	-177	0	-181	0	-191	1	-210	1	NA	NA
12394	-197	1	-187	0	-193	0	-202	0	-219	1	NA	NA
12599	-209	1	-197	1	-206	1	-215	0	-231	1	NA	NA
12723	-212	0	-204	1	-212	0	-221	2	-236	4	NA	NA
12850	-211	0	-204	0	-212	0	-219	1	-232	5	NA	NA
12972	-233	2	-229	0	-228	4	-233	2	-233	4	NA	NA
13102	-231	0	-229	1	-230	1	-238	1	-224	3	NA	NA
13232	-234	1	-228	1	-232	1	-243	0	-237	1	NA	NA
13359	-235	0	-234	0	-240	1	-243	2	-246	2	NA	NA
13489	-234	0	-229	1	-226	0	-242	2	-249	0	NA	NA
13633	-240	1	-231	1	-229	1	-241	2	-241	4	NA	NA
13788	-242	0	-240	1	-244	0	-253	2	-260	0	NA	NA
13908	-224	0	-223	1	-222	0	-235	1	-249	0	NA	NA

Continuación de Anexo 7. Valores de $\delta^2\text{H}_{\text{wax}}$ y sd de los n- alcanos, en ‰ VPDB.

Edad Años BP	δH^23	SD23	δH^25	SD25	δH^27	SD27	δH^29	SD29	δH^31	SD31	δH^33	SD33
14239	-209	1	-194	0	-206	0	-217	2	-239	0	NA	NA
14699	-215	2	-198	0	-208	0	-220	1	-238	0	NA	NA
15166	-260	0	-246	4	-234	0	-230	5	-243	4	-250	2
15450	-262	4	-252	0	-245	0	-245	2	-250	3	NA	NA
15571	-271	5	-247	1	-278	6	-243	3	-258	4	-277	5
15672	-258	9	-240	1	-267	2	-246	1	-250	10	NA	NA
15895	-266	9	-247	0	-306	20	-258	15	-281	1	-226	3
16129	-259	1	-242	1	-259	1	-245	7	-253	6	-290	7
16245	-248	2	-233	3	-234	2	-249	3	-265	1	NA	NA
16388	-264	3	-231	3	-184	3	-252	3	-266	3	-289	7
16654	-286	5	-234	1	-233	0	-231	2	-239	0	-222	1
16976	-259	2	-231	1	-285	0	-253	1	-289	1	-240	1