

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN GESTIÓN INTEGRAL DE CUENCAS
HIDROGRÁFICAS**



**“ESTUDIO PALEOAMBIENTAL DE TURBERAS TROPICALES
ALTOANDINAS EN LA CABECERA DE CUENCA CACHI,
AYACUCHO, Y SU IMPORTANCIA COMO SUMIDEROS DE
CARBONO”**

Presentada por:

ROMINA LLANOS LÓPEZ

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAESTRO
MAGISTER SCIENTIAE EN GESTIÓN INTEGRAL DE CUENCAS
HIDROGRÁFICAS**

Lima - Perú

2021

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN GESTIÓN INTEGRAL DE CUENCAS
HIDROGRÁFICAS**

**“ESTUDIO PALEOAMBIENTAL DE TURBERAS TROPICALES
ALTOANDINAS EN LA CABECERA DE CUENCA CACHI,
AYACUCHO, Y SU IMPORTANCIA COMO SUMIDEROS DE
CARBONO”**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAESTRO
MAGISTER SCIENTIAE**

**Presentada por:
ROMINA LLANOS LÓPEZ**

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

**Dr. Abel Mejía Marcacuzco
PRESIDENTE**

**Ph.D. Eduardo Chávarri Velarde
ASESOR**

**Dra. Patricia Moreira–Turcq
CO-ASESOR**

**Dr. Néstor Montalvo Arquíñigo
MIEMBRO**

**Mg.Sc. Juan Torres Guevara
MIEMBRO**

DEDICATORIA

*A ti, Catita, por ser un importante pilar en mi vida,
por todo lo que aprendí de ti,
porque siempre habrá algo por lo que agradecer
y siempre serás tú,
porque eres eterna.*

AGRADECIMIENTOS

A mi familia, Leonor, Ricardo y Ximena, por ser una importante motivación para mí, por su enorme amor y por su persistente soporte y aliento siempre.

A mi asesor, PhD. Eduardo Chávarri Velarde, por su gran apoyo durante la elaboración de esta tesis y por los conocimientos brindados durante el tiempo de estudios.

A mi co-asesora, PhD. Patricia Moreira-Turcq, por su constante soporte y paciencia, por ser una mentora, por la confianza que depositó en mí desde el inicio y por sus importantes enseñanzas tanto profesionales como personales a lo largo de este tiempo.

Al proyecto MAGNET “Clima, paleoambientes y biodiversidad en sistemas marinos y acuáticos continentales” – Subproyecto N4 “Sensibilidad de los ecosistemas acuáticos de montaña frente a los cambios climáticos”, del Fondecyt – Concytec, por el financiamiento a esta tesis y a mis estudios de maestría, particularmente al PhD. Dimitri Gutiérrez y al PhD. Matthieu Carré de la Universidad Peruana Cayetano Heredia (UPCH).

Al *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD) por el apoyo económico y profesional para esta investigación y para las estadías que realicé en el Centro de Investigaciones del IRD – Bondy (Francia) para desarrollar parte de los procedimientos de laboratorio de esta tesis. Además, al PhD. Bruno Turcq y a las excelentes personas y profesionales que tuve la oportunidad de conocer cuando estuve allá, por sus valiosos consejos y asesoría.

Al Centro de Competencias del Agua (CCA), presidido por PhD. Bram Willem, por el soporte financiero y profesional, con el programa *Partnership for Enhanced Engagement in Research* (PEER) de USAID, a través de los proyectos: “*Strengthening resilience of Andean river basin headwaters facing global change*” (PGA-084063) y “*Agua–Andes: Ecological Infrastructure Strategies for Enhancing Water Sustainability in the Semi-Arid Andes*” (PGA-174194). También al gran equipo del proyecto Agua – Andes por su apoyo, especialmente durante el trabajo de campo.

A los miembros del jurado, PhD. Abel Mejía Marcacuzco, PhD. Néstor Montalvo Arquíñigo y MgSc. Juan Torres Guevara, por sus importantes observaciones y recomendaciones brindadas a este documento.

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN	1
II.	REVISIÓN DE LITERATURA	3
2.1	TURBERAS EN EL MUNDO	3
2.2	IMPORTANCIA DEL CLIMA EN LAS TURBERAS	8
2.3	SERVICIOS ECOSISTÉMICOS Y AMENAZAS EN LAS TURBERAS.....	11
2.3.1	Almacenamiento de carbono	12
2.3.2	Regulación de la hidrología.....	13
2.3.3	Respaldo de la biodiversidad única y críticamente amenazada.....	14
2.4	FLUJOS DE CARBONO EN TURBERAS	19
2.5	DATAACIONES DE MUESTRAS DE TURBA CON RADIOCARBONO (¹⁴ C)...	24
2.6	USO DE ISÓTOPOS ESTABLES EN LAS CIENCIAS NATURALES	28
2.6.1	Carbono (C).....	31
2.6.2	Hidrógeno (H).....	36
2.6.3	Oxígeno (O).....	39
2.6.4	Nitrógeno (N)	43
2.6.5	Relación C/N como fuente de origen de la materia orgánica sedimentaria.....	47
2.7	PALEOCLIMATOLOGÍA Y PALEOAMBIENTE.....	48
2.7.1	Paleoclimatología en turberas.....	49
2.8	ESTUDIOS PALEOCLIMÁTICOS EN LOS ANDES.....	52
2.8.1	Anomalía Climática Medieval.....	55
2.8.2	Pequeña Edad de Hielo.....	57
2.8.3	Periodo Cálido Actual	59
III.	MATERIALES Y MÉTODOS	63
3.1	DESCRIPCIÓN DEL ÁMBITO DE ESTUDIO	63
3.1.1	Ubicación.....	63
3.1.2	Clima	67
3.1.3	Ecología.....	67
3.1.4	Geología.....	70
3.2	MÉTODOS	71
3.2.1	Descripción y caracterización del crecimiento de la turbera “Portuguesa”.....	71
3.2.2	Caracterización de muestras de turba y sedimentos del testigo POR1	75
3.2.3	Determinación de la acumulación de carbono.....	79

3.2.4	Ampliación de resultados obtenidos	80
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	83
4.1	RESULTADOS	83
4.1.1	Descripción y caracterización del crecimiento de la turbera “Portuguesa”	83
a.	Descripción y cronología del testigo POR1	83
b.	Radiografía del testigo (rayos-X) y densidad aparente	86
4.1.2	Caracterización de muestras de turba y sedimentos del testigo POR1	89
a.	Geoquímica inorgánica	89
b.	Geoquímica orgánica.....	95
4.1.3	Determinación de la acumulación de carbono durante el Holoceno Tardío ...	102
a.	Tasas de acumulación de carbono	102
b.	Stock de carbono	102
4.1.4	Ampliación de resultados obtenidos	104
4.2	DISCUSIONES	104
4.2.1	Reconstrucción paleoambiental y paleoclimática del Holoceno Tardío en los Andes centrales peruanos.....	104
a.	Primera fase.....	105
b.	Segunda fase.....	109
c.	Tercera fase.....	112
d.	Cuarta fase.....	119
4.2.2	Acumulación de carbono en las turberas andinas durante el Holoceno Tardío	120
a.	Tasas de acumulación de carbono (TAC)	120
b.	Rol de la dominancia de <i>Distichia muscoides</i> en la acumulación de C	124
c.	Origen de la materia orgánica acumulada en las turberas.....	125
d.	Stock de carbono	127
V.	CONCLUSIONES	130
VI.	RECOMENDACIONES	133
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135

ÍNDICE DE TABLAS

Cuadro 1:	Principales indicadores paleoclimáticos y paleoambientales.....	50
Cuadro 2:	Información de las investigaciones paleoambientales y paleoclimáticas, desarrolladas en los Andes, discutidas en esta Tesis.....	61
Cuadro 3:	Descripción general de la composición del testigo POR1	84
Cuadro 4:	Dataciones ¹⁴ C del testigo POR1, indicando el código de laboratorio, profundidad de las dataciones (cm), porcentaje de carbono moderno (pMC), edad ¹⁴ C (BP: antes del presente), edad calibrada BP (cal BP) y edad calibrada determinada con 2 sigma.....	84
Cuadro 5:	Valores de los vectores propios para la componente principal 1 (CP1) y la componente principal 2 (CP2).....	90
Cuadro 6:	Matriz de correlaciones del análisis de componentes principales.....	91

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Área global cubierta por turberas por país a nivel mundial.....	4
Figura 2:	Especies de Sphagnum con mayor distribución geográfica: <i>S. magellanicum</i> (A), <i>S. cuspidatum</i> (B), <i>S. subsecundum</i> (C) y <i>S. fuscum</i> (D).....	5
Figura 3:	Especie <i>Distichia muscoides</i> Nees y Meyen, presente en turberas altoandinas.....	7
Figura 4:	Diagrama del proceso del almacenamiento de carbono en turberas.....	13
Figura 5:	Efectos del calentamiento climático en el balance de C en turberas.....	18
Figura 6:	Modelo general del flujo de carbono en turberas con una capa superior aeróbica (acrotelmo) y otra anóxica (catotelmo).....	20
Figura 7:	Emisiones de CO ₂ producto de la degradación de turberas en el mundo....	22
Figura 8:	Flujo de CO ₂ (GtC año ⁻¹) a nivel global desde 1900.....	22
Figura 9:	Emisiones de CO ₂ por cambio de uso del suelo (a) y sumidero de CO ₂ terrestre (b), en GtC año ⁻¹ , desde 1960.....	23
Figura 10:	Modelo de datación por radiocarbono: producción, distribución y descomposición.....	25
Figura 11:	Curvas compuestas (y extendidas) mensuales de ¹⁴ C atmosférico para las 5 zonas atmosféricas del mundo (Hemisferio Norte: HN zona 1, HN zona 2 y HN zona 3; Hemisferio Sur: HS zona 3 y HS zona 1-2).....	27
Figura 12:	Ubicación de las 5 zonas atmosféricas del mundo.....	28
Figura 13:	Algunos campos en los que se emplean estudios de isótopos estables.....	31
Figura 14:	Dinámica general del ciclo del C con valores promedio de δ ¹³ C (en ‰) expresados entre paréntesis y cursivas.....	33
Figura 15:	Composición típica de la relación de isótopos estables de C (δ ¹³ C) de materiales naturales.....	33
Figura 16:	Proceso de fotosíntesis de plantas tipo C ₃ , C ₄ y CAM.....	34
Figura 17:	Rangos de las composiciones de isótopos estables de H (δD) de algunos reservorios importantes en la naturaleza.....	38
Figura 18:	Rangos de los valores de la relación de isótopos estables de O (δ ¹⁸ O) de algunos reservorios naturales.....	41

Figura 19:	Diagrama de cambio de composición isotópica del agua (δD y $\delta^{18}O$) durante el ciclo hidrológico.....	42
Figura 20:	Diagrama simplificado del ciclo terrestre del N con los valores de $\delta^{15}N$ de cada proceso.....	44
Figura 21:	Rangos de las composiciones de isótopos estables de N ($\delta^{15}N$) de algunos reservorios importantes en la naturaleza.....	46
Figura 22:	Mapa que muestra la cantidad de precipitación relativa sobre América del Sur durante las estaciones DEF (diciembre, enero y febrero: verano austral) y JJA (junio, julio y agosto: estación seca en gran parte de América del Sur tropical), destacando la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), monzón de verano sudamericano, Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) y vientos del oeste extratropicales.....	53
Figura 23:	Representación de los patrones de precipitación durante la Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH) basados en reconstrucciones paleoclimáticas en América del Sur.....	59
Figura 24:	Mapa de ubicación del testigo POR1 (rojo) y otros registros del paleoclima en los Andes discutidos en esta Tesis: descripción de ubicaciones (números de 1 al 23) y referencias dadas en el cuadro 2.....	62
Figura 25:	Ubicación de la Cuenca del Río Cachi (área color rojo), región Ayacucho, Perú.....	65
Figura 26:	Cuenca del Río Cachi, mostrando su variación altitudinal y sus principales afluentes, y localización del testigo POR1 (asterisco rojo).....	65
Figura 27:	Ubicación de la turbera altoandina “Portuguesa” (área color celeste) a alrededor de 4500 msnm dentro de la parte alta de la Cuenca Cachi.....	66
Figura 28:	Localización del testigo POR1 (asterisco blanco) en la turbera altoandina analizada en esta investigación, al pie del Nevado “Portuguesa”.....	66
Figura 29:	Vista del Nevado “Portuguesa”, dentro de la cuenca del Río Cachi – Ayacucho.....	67
Figura 30:	Climatograma de la zona de estudio, estación Apacheta.....	68
Figura 31:	Zonas de vida dentro de la cuenca de río Cachi, según la clasificación de Holdridge (1967), y localización del testigo POR1 (asterisco rojo).....	68
Figura 32:	Especie <i>Distichia muscoides</i> : planta femenina en fructificación (A), flor estaminada (B) y flor pistilada (C).....	70
Figura 33:	Unidades litoestratigráficas identificadas para la sub-cuenca “Portuguesa” (INGEMMET 2002), mostrando la ubicación del testigo POR1 (asterisco rojo) y variación altitudinal (curvas de nivel).....	71

Figura 34:	Turbera tropical altoandina dentro de la parte alta de cuenca del río Cachi (región Ayacucho), indicando el lugar de extracción del testigo analizado en este estudio (flecha color rojo).....	72
Figura 35:	Corte longitudinal del testigo POR1 (103 centímetros) en el que se muestran ambas partes.....	72
Figura 36:	Sección de la placa extraída de una de las mitades longitudinales del testigo POR1 para el análisis de densidad aparente.....	74
Figura 37:	Sistema de radiografías digital SCOPIX del laboratorio EPOC en la Universidad de Bordeaux, Francia.....	75
Figura 38:	Mezcla de muestras pulverizadas en un mortero (A) y dentro del horno mufla antes del proceso de pérdida por ignición (B).....	77
Figura 39:	Muestras antes (A) y después (B) del proceso de pérdida por ignición.....	77
Figura 40:	Depósito de muestras trituradas a cápsulas de estaño (A) y pesado de muestras encapsuladas para análisis (B).....	78
Figura 41:	Equipo utilizado para el análisis isotópico y elemental, en el Centro de Investigaciones IRD – Bondy, Francia.....	78
Figura 42:	Procedimiento SIG para la delimitación de la cuenca del río Cachi.....	81
Figura 43:	Procedimiento SIG para el cálculo de superficie de turberas en la cuenca del río Cachi.....	82
Figura 44:	Fotografía del corte longitudinal del testigo POR1.....	85
Figura 45:	Modelo cronológico (edad vs. profundidad) del testigo POR1, donde se muestran las dataciones ¹⁴ C utilizadas para su construcción (como marcaciones de color verde) y las dos tasas de sedimentación promedio (TS).....	85
Figura 46:	Contenido de densidad aparente (en g cm ⁻³) por profundidad (cm) (A); escala de grises obtenida de la radiografía (B); y radiografía del testigo POR1 (C).....	87
Figura 47:	Contenido de densidad aparente en g cm ⁻³ del testigo POR1, por edad en años BP y años AC (negativos) y DC (positivos).....	88
Figura 48:	Análisis de Componentes Principales de los resultados del análisis de XRF del testigo POR1.....	90
Figura 49:	Primer grupo de elementos XRF (parte I), en cps.....	92
Figura 50:	Primer grupo de elementos XRF (parte II), en cps.....	93

Figura 51:	Segundo grupo de elementos XRF, en cps.....	94
Figura 52:	Tercer grupo de elementos XRF, en cps.....	94
Figura 53:	Contenido de materia orgánica en porcentaje del testigo POR1, por profundidad en centímetros (A) y por edad en BP y años años AC (negativos) y DC (positivos) (B).....	97
Figura 54:	Contenido de carbono orgánico total en porcentaje (A), contenido de nitrógeno en porcentaje (B) y relación C/N (C) del testigo POR1 según la profundidad en centímetros.....	98
Figura 55:	Contenido de carbono orgánico total en porcentaje (A), contenido de nitrógeno en porcentaje (B) y relación C/N (C) del testigo POR1 por edad en años AC (negativos) y DC (positivos).....	99
Figura 56:	Variabilidad de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) (A) y $\delta^{15}\text{N}$ (en ‰) (B) del testigo POR1 por la profundidad en centímetros.....	100
Figura 57:	Variabilidad de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) (A) y $\delta^{15}\text{N}$ (en ‰) (B) del testigo POR1 por edad en años BP, años AC (negativos) y DC (positivos).....	101
Figura 58:	Tasas de acumulación de carbono en $\text{gC m}^{-2} \text{año}^{-1}$ del testigo POR1, por profundidad en centímetros (A) y por edad en años BP y en años AC (negativos) y DC (positivos) (B).....	103
Figura 59:	Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material mineral (TAMM) y de material orgánico (TAMO) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), a lo largo de todo el testigo POR1, mostrando las cuatro fases de acumulación.....	105
Figura 60:	Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material orgánico (TAMO) y de material mineral (TAMM) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), durante la primera fase de acumulación.....	106
Figura 61:	Tendencias de densidad aparente (DA en g cm^{-3}) (A), de las tasas de acumulación de material mineral (TAMM en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) (B) y de las relaciones Sr/Ti (C) y Zr/Ti (D), a lo largo del testigo POR1, por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), resaltando la ocurrencia de los eventos de “run-off” (flechas color rojo).....	108
Figura 62:	Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material orgánico (TAMO) y de material mineral (TAMM) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) por edad en años DC (positivos), durante la segunda fase de acumulación.....	110
Figura 63:	Tendencias de silicio (Si) y sílice biogénica (bSi) a lo largo del testigo POR1, por edad en años AC (negativos) y DC (positivos).....	112

- Figura 64:** Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material orgánico (TAMO) y de material mineral (TAMM) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) por edad en años DC (positivos), durante la tercera y cuarta fase de acumulación.....113
- Figura 65:** Tendencias de las relaciones Fe/Ti (A), Mn/Ti (B) y Mn/Fe (C), y de las tasas de acumulación de material orgánico (TAMO en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) (D) a lo largo del testigo POR1, por edad en años DC (positivos).....114
- Figura 66:** Tendencias de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰) de registros paleoclimáticos: espeleotema de cueva Huagapo: Kanner et al. 2013 (A); testigo sedimentario del lago Pumacocha: Bird et al. 2011a (B); espeleotema de cueva Palestina: Apaéstegui et al. 2014 (C); testigo de hielo del nevado Quelccaya: Thompson et al. 1986 (D); y de las tasas de acumulación de material mineral (TAMM) y material orgánico (TAMO) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) de esta investigación (E).....118
- Figura 67:** Tasas de acumulación de carbono (TAC en $\text{gC m}^{-2} \text{año}^{-1}$) y los parámetros de los que dependen: contenido de carbono orgánico total (COT en %), densidad aparente (DA en g cm^{-3}) y tasas de sedimentación (TS en cm año^{-1}) por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), a lo largo de todo el testigo POR1, mostrando las cuatro fases de acumulación.....122
- Figura 68:** Relaciones entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N (A) y $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{15}\text{N}$ (B) del testigo POR1, con las dos agrupaciones de rangos de profundidad.....126
- Figura 69:** Densidad de C sobre el suelo en Perú (Mg ha^{-1}).....129

RESUMEN

Las turberas han empezado a destacar mundialmente debido a su alto valor ecológico, al ser grandes depósitos de carbono (C), y a su gran contribución a estudios paleoclimáticos, por la valiosa información sobre los cambios ambientales pasados que ofrecen. Esta investigación tuvo como objetivo general realizar una reconstrucción paleoclimática y paleoambiental de las turberas tropicales de los Andes Centrales de Perú durante el Holoceno y determinar la importancia ecológica de estos ecosistemas. De esta manera, se presentó al registro POR1 (de la región Ayacucho, donde se desarrolla el Proyecto Hidráulico Especial "Río Cachi") como fuente de información de las variaciones climáticas y ambientales de los últimos 3000 años BP en los Andes, a partir de cambios en la acumulación de materia orgánica e inorgánica derivados de análisis geoquímicos. Se encontraron cuatro fases, resaltando una primera con material mineral dominante y una segunda, cuando se identificó el inicio de la formación de la turbera al final (1320 años DC). En este estudio se evidencian altos valores de tasas de acumulación ($22 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y de stock de C (52 kgC m^{-2}), relacionados principalmente a la dominancia de *Distichia muscoides*, debido a sus características morfológicas. Esto indica que estos ecosistemas representan un importante reservorio natural de C y que, en consecuencia, contribuyen a la mitigación del cambio climático actual, destacando la necesidad de su gestión. Además, ya que el incremento radical del retroceso glaciar en los Andes (después de 1970) podría haber significado un inmediato mayor aporte hídrico para las turberas, la completa desaparición de los nevados podría disminuirlo, contribuyendo a su acelerada descomposición y posterior desaparición. De esta manera, la tendencia a la disminución de las tasas de acumulación durante los últimos 50 años (cuarta fase), indicaría el posible inicio de una transformación a largo plazo de la turbera "Portuguesa", de un excelente almacén de C a una fuente significativa de C.

Palabras claves: Turberas altoandinas, acumulación de carbono, paleoclima, paleoambiente, retroceso glaciar, *Distichia muscoides*.

ABSTRACT

Peatlands have begun to stand out worldwide due to their high ecological value, being large long-term carbon (C) deposits and also due to their great contribution to paleo studies, because of the valuable past environmental changes information they provide. The general objective of this research was to carry out a paleoclimatic and paleoenvironmental reconstruction of the tropical peatlands of the Central Andes of Peru during the Holocene and to determine the ecological importance of these ecosystems. In this way, the POR1 record (from the Ayacucho region, where is the “Río Cachi” Special Hydraulic Project) was presented as a source of climatic and environmental variations information of the last 3000 years BP, in the Andes, from changes in the accumulation of organic and inorganic material derived from geochemical analysis. Four phases were found, highlighting a first phase with dominant mineral material and a second, when the beginning of the peatland formation was identified towards the end (1320 AD). This study also show high values of C accumulation rates ($22 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) and C stock (52 kgC m^{-2}) mainly related to the dominance of *Distichia muscoides*, due to its morphological characteristics. This indicates that these Andean ecosystems represent an important C natural reservoir and that consequently they contribute to the mitigation of current climate change, highlighting the need for its conservation. Furthermore, since the radical increase in glacier retreat in the Andes (after 1970) could have meant a greater water contribution to peatlands, their complete disappearance would reduce it, contributing to the acceleration of their decomposition and subsequent disappearance. In this way, the downward trend of the accumulation rates over the last 50 years (fourth phase) would indicate the possible beginning of a long-term transformation of the “Portuguesa” peatland from an excellent C store to a significant C source.

Key words: High-Andean peatlands, carbon accumulation, paleoclimate, palaeoenvironment, glacier retreat, *Distichia muscoides*.

I. INTRODUCCIÓN

Las turberas han adquirido gran importancia a nivel mundial debido a su alto valor ecológico, pues cumplen valiosas funciones ambientales, entre las que destacan el secuestro y almacenamiento de carbono (C) a largo plazo (Joosten *et al.* 2012; Parish *et al.* 2008; Cooper *et al.* 2015). Gran parte de estos ambientes naturales se ha formado en las regiones boreales y subárticas del Hemisferio Norte (Chambers y Charman 2004; Charman *et al.* 2013). Sin embargo, también se encuentran en la zona tropical (Chimner y Karberg 2008; Lähteenoja *et al.* 2009, 2012; Page *et al.* 2011; Hapsari *et al.* 2017), en la cual se desarrollan en áreas de baja altitud (Page *et al.* 2006, citado por Chimner y Karberg 2008) y de montañas, como los Andes (Squeo *et al.* 2006; Benavides 2014; Cooper *et al.* 2015).

En estos ecosistemas se tiene saturación hídrica permanente (condición anóxica), haciendo que los restos de plantas muertas no se descompongan completamente, sino que se acumulen en horizontes espesos: turba (Joosten y Clarke 2002; Turetsky *et al.* 2004; Chambers *et al.* 2011); lo que deriva en un gran y eficiente depósito terrestre de materia orgánica y C (Hernández 2010; Hribljan *et al.* 2015), por lo que las turberas contienen un tercio del C orgánico global del suelo, con solo una cobertura de casi el 3% de la superficie terrestre mundial (Xu *et al.* 2018). Pero, a pesar de su gran importancia, aún se tiene muy poca información sobre la dinámica del C en estos ecosistemas ubicadas en las latitudes bajas, pues estos estudios se han realizado mayormente en turberas boreales y subárticas, y se desconoce aún más sobre lo que sucede con la zona tropical a altas elevaciones (Chambers y Charman 2004).

A nivel global, la distribución y expansión de estos ambientes naturales, así como la calidad de los servicios ecosistémicos que ofrecen, dependen considerablemente del clima y ambiente en los que se forman y desarrollan (Benavides *et al.* 2013; Xing *et al.* 2015). De esta manera, algunas turberas actuales empezaron su formación luego del Último Máximo Glacial (hace 20 mil años) como consecuencia de un gran cambio climático hacia condiciones más cálidas, que significó la recesión de extensas capas de hielo, ocasionando la exposición de nuevas superficies de tierra (Charman *et al.* 2008; Yu *et al.* 2010). Sin

embargo, en muchas regiones la iniciación de las turberas ocurrió durante el Holoceno (Yu *et al.* 2010; Mathijssen *et al.* 2014).

En consecuencia, los perfiles de turba se encuentran dentro de la importante lista de “archivos naturales” que proporcionan valiosa información paleoclimática, ya que responden con sensibilidad a las variaciones climáticas y perturbaciones antropogénicas (Squeo *et al.* 2006; Schitteck *et al.* 2018). De esta manera, las turberas se pueden utilizar para reconstruir las alteraciones pasadas en el ambiente, y proporcionar información sobre las formas en que estos ecosistemas responden y se adaptan a los cambios climáticos. Esta investigación presenta al registro POR1 (testigo de turba y sedimentos), procedente de la región Ayacucho, como fuente de información sobre los cambios climáticos y ambientales ocurridos en los últimos 3000 años BP en los Andes centrales peruanos, a partir de las variaciones en la acumulación de materiales orgánicos e inorgánicos encontrados en él.

Por otro lado, en la zona de estudio se desarrolla el Proyecto Especial "Río Cachi" (PERC), creado en 1987 para promover el desarrollo socio económico de Ayacucho, a través de la ejecución de obras hidráulicas orientadas al manejo del recurso agua con propósitos múltiples (Huayhualla *et al.* 2010). Así, promover la conservación de las turberas altoandinas, ubicadas en la parte alta de las cuencas, significa también contribuir a la regulación de la hidrología local (Bullock y Acreman 2003; Salvador *et al.* 2014), manteniendo la calidad y cantidad del agua, asegurando el funcionamiento y abastecimiento de obras de infraestructura hidráulica, como las del PERC, generando beneficios vitales para la sociedad.

De esta manera, para salvaguardar los importantes servicios ecosistémicos que las turberas brindan y contribuir a la mitigación de su degradación por la aceleración del cambio climático y actividades antrópicas, estos ambientes altamente vulnerables deben ser estudiados y protegidos. Es por esto que la investigación que se presenta a continuación busca, principalmente, ayudar a comprender y conservar estos ecosistemas, al realizar una reconstrucción paleoclimática y paleoambiental de las turberas de los Andes Centrales de Perú durante el Holoceno y determinar la importancia ecológica de estos ecosistemas. Además, en este estudio se pretende: (a) cuantificar la acumulación de C en turberas altoandinas durante el Holoceno Tardío; (b) determinar el origen de la materia orgánica presente en estos ecosistemas a través de estudios geoquímicos; y (c) evaluar los resultados obtenidos por proyección y determinar el rol de estos ambientes en el ciclo regional del C.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 TURBERAS EN EL MUNDO

Las turberas están definidas como áreas con una capa de material orgánico muerto acumulado naturalmente en la superficie (Kimmel y Mander 2010), de por los menos 30 centímetros (Joosten y Clarke 2002). Estos ecosistemas se establecen donde el clima, el lecho de roca y el relieve crean áreas con saturación de agua constante (es decir, humedales). De acuerdo a su origen, existen tres principales procesos de creación de turberas: terrenalización, mediante el cual se desarrollan en aguas poco profundas sobre capas de sedimentos lacustres; paludificación, en el que el inicio de la turbera se realiza sobre suelos minerales previamente menos húmedos; y formación primaria de turba, por el cual las capas de turba se forman directamente sobre suelo mineral húmedo recién expuesto (p. ej. debido al retroceso glacial) (Rydin y Jeglum 2013; Crump 2017).

En la mayoría de los ecosistemas naturales, la producción de material vegetal se ve contrarrestada por su descomposición por bacterias y hongos (Joosten 2008). Sin embargo, en ambientes donde el nivel del agua es estable y cerca de la superficie (saturación hídrica permanente), como las turberas, los restos de plantas muertas no se descomponen completamente, sino que se acumulan, formando horizontes espesos de materia orgánica derivada de componentes vegetales inertes (Joosten y Clarke 2002; Parish *et al.* 2008; Hribljan *et al.* 2015). A estas capas se les denomina “turba”, y aparecen debido a que la producción de materia orgánica es mayor a su descomposición (Hribljan *et al.* 2015).

Estas principales características determinan los destacados bienes, servicios y funciones específicas asociadas con las turberas (Joosten 2008). Es así que estos ambientes han adquirido gran importancia a nivel mundial debido a su alto valor ecológico, pues cumplen funciones fundamentales, como: la regulación de la hidrología de la zona, manteniendo la calidad del agua dulce y la integridad de los ciclos hidrológicos, constituyendo importantes reservorios hídricos naturales (Bullock y Acreman 2003; Díaz *et al.* 2008; Joosten *et al.* 2012; Salvador *et al.* 2014); la regulación del clima local (Díaz *et al.* 2008; Charman *et al.* 2008); el aumento y conservación la biodiversidad regional, al albergar

especies endémicas (Salvador *et al.* 2014); y el secuestro y almacenamiento de carbono (C) a largo plazo (Joosten *et al.* 2012; Parish *et al.* 2008; Cooper *et al.* 2015); además de representar un recurso económico significativo para la sociedad local, al contribuir con el bienestar de las poblaciones humanas que se desarrollan en estos lugares, proporcionándoles principalmente pastos y combustible (Salvador *et al.* 2014).

Estos ambientes naturales representan la mitad del recurso mundial de humedales (Tiner 2009; RAMSAR 2010) y cubren más de 4,2 millones de km² en el mundo, o casi el 3% de la superficie terrestre global (Xu *et al.* 2018). Se presentan en más de 180 países, siendo los que presentan las áreas más extensas de turberas Rusia, Canadá, EE.UU. e Indonesia (Figura 1), los cuales en conjunto poseen más del 60% del total a nivel mundial (Joosten y Clarke 2002; Rydin y Jeglum 2013).

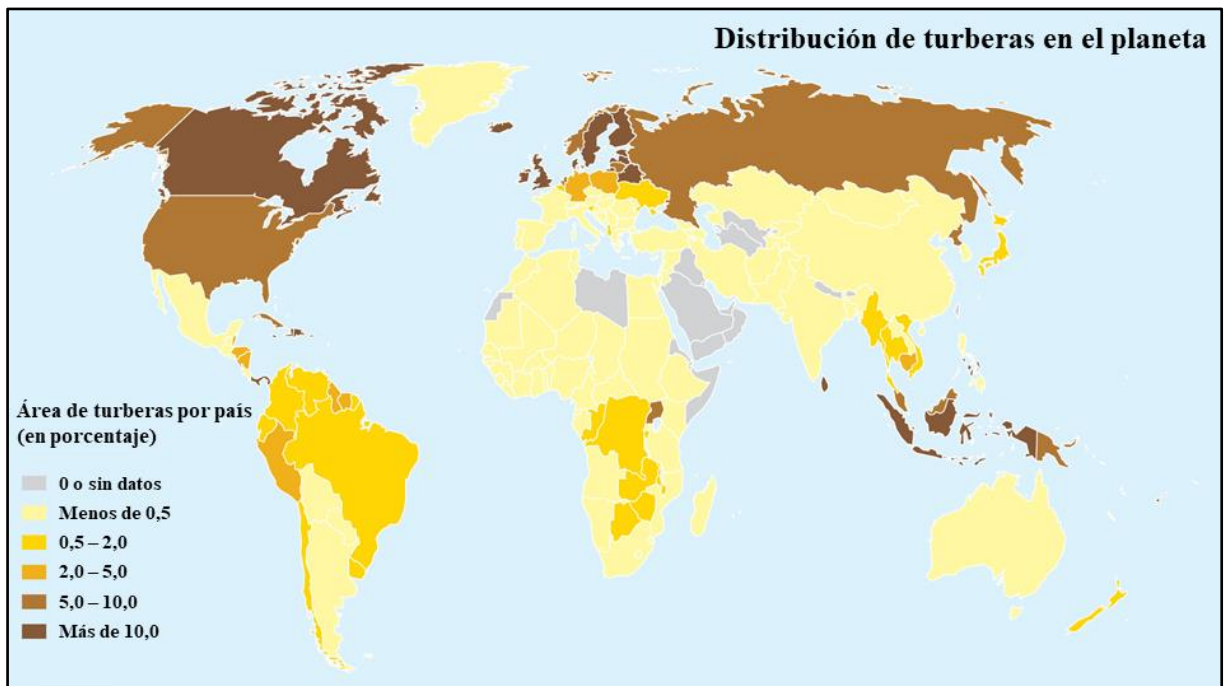


Figura 1: Área global cubierta por turberas por país a nivel mundial (en porcentaje).

FUENTE: Traducido de Parish *et al.* (2008)

Una gran parte de las turberas se ha formado en las regiones boreales y subárticas del Hemisferio Norte (Chambers y Charman 2004; Charman *et al.* 2013), donde las condiciones frías y húmedas favorecen la formación de turba (Bradley 2015). Estas turberas deben su extensión y singulares características a *Sphagnum*, género de musgo que domina la mayor parte de ellas. Las superficies de *Sphagnum* están formadas, típicamente,

por brotes (de 1 a 7 por cm⁻², dependiendo de la especie) que crecen verticalmente. Los individuos de este género están particularmente adaptados a condiciones ácidas, frías, anegadas y extremadamente pobres en nutrientes (Rydin y Jeglum 2013). Dentro de las especies de *Sphagnum*, destacan *S. magellanicum*, *S. cuspidatum*, *S. fuscum* y *S. subsecundum*, debido a que poseen una distribución geográfica más amplia en comparación a las demás (Figura 2) (Chambers y Charman 2004).

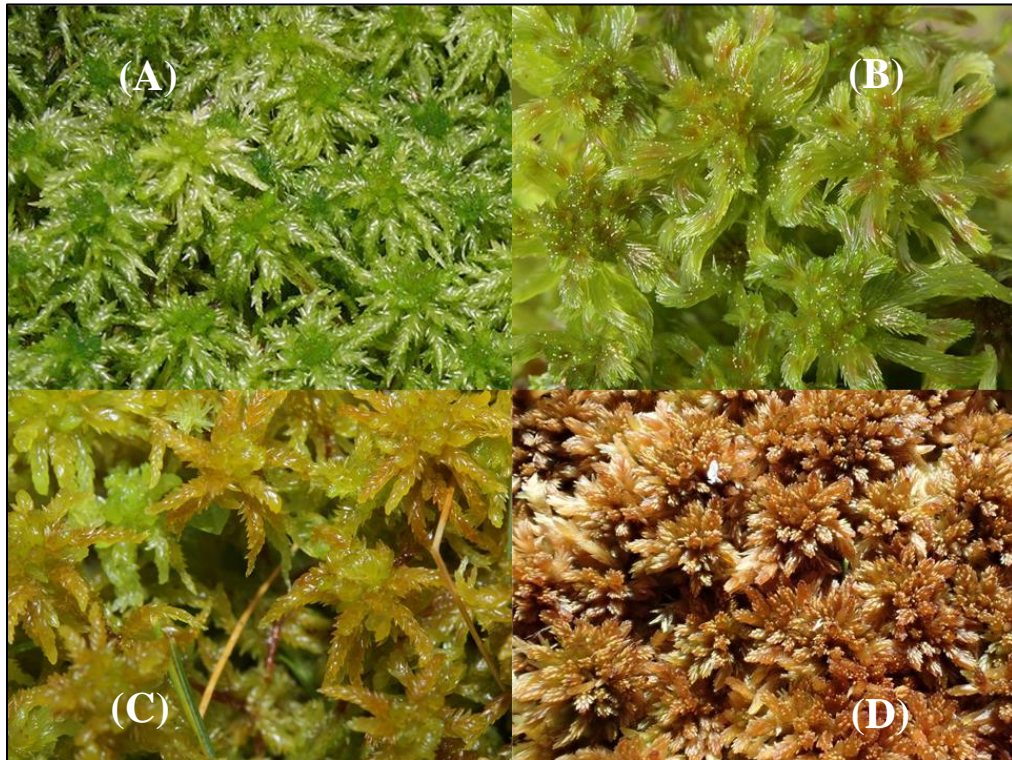


Figura 2: Especies de *Sphagnum* con mayor distribución geográfica: *S. magellanicum* (A), *S. cuspidatum* (B), *S. subsecundum* (C) y *S. fuscum* (D).

Sin embargo, estos ecosistemas no se limitan a las regiones boreales y también pueden ser comunes en los trópicos (Chimner y Karberg 2008; Lähteenoja *et al.* 2009, 2012; Page *et al.* 2011; Hapsari *et al.* 2017), en donde se suelen formar en distintas zonas altitudinales. Se han encontrado turberas en áreas de baja altitud (Page *et al.* 2006, citado por Chimner y Karberg 2008) en las que las altas precipitaciones anuales están distribuidas uniformemente durante el año, como la cuenca amazónica, Indonesia y Papua Nueva Guinea (Page *et al.* 1999). Estas turberas son mayormente ombrotáficas (principal fuente de agua: precipitaciones), están dominadas por árboles de gran altura y pueden ser muy extensas (Page *et al.* 1999; Chimner y Karberg 2008).

Por otro lado, se han hallado también turberas en cordilleras (Cooper *et al.* 2012), entre los 3700 y los 4300 msnm en los Andes tropicales y subtropicales (Squeo *et al.* 2006, Chimner y Karberg 2008; Benavides 2014; Cooper *et al.* 2015), por encima de 3900 msnm en África (Dommain 2004), y entre 1200 y 2300 msnm en las Islas de Hawái (Chimner 2004). Estos ecosistemas, a diferencia de los de baja altitud, están dominados por plantas de crecimiento en forma de cojín, herbáceas y briófitas, y por lo general carecen de vegetación leñosa (Bosman *et al.* 1993, Jørgensen y León-Yáñez 1999, Cooper *et al.* 2006; citados por Chimner y Karberg 2008; Cooper *et al.* 2015). Las turberas de alta montaña se ubican principalmente en terrenos cóncavos y en pendientes, y a pesar de ser menor tamaño en comparación a las ubicadas a menor altitud, pueden presentarse en mayor cantidad e influir en gran medida en la hidrología regional y el ciclo del C (Chimner y Karberg 2008).

En América del Sur, los Andes tropicales albergan una diversidad biológica extraordinaria, contenida en un gran mosaico de ecosistemas. La topografía compleja y accidentada de la región, sumado a los gradientes altitudinales y latitudinales, crea hábitats únicos con condiciones físicas variadas para el sustento y movimiento de numerosas especies (Myers *et al.* 2000; Josse *et al.* 2009); y además contribuye a que esta área posea muchas de las zonas de vida presentes en la Tierra, lo cual convierte a los Andes en una región biodiversa de reconocimiento mundial (Rahbek y Graves 2001, Ricklefs 2004, Veblen *et al.* 2007; citados por Anderson *et al.* 2011).

Así, dentro de esta cordillera, las turberas tropicales de alta montaña se encuentran presentes en la ecorregión puna, la cual se ubica desde los 3000 msnm a más de 5000 msnm (Izurieta 2007; citado por Salvador *et al.* 2014), denominadas regionalmente como bofedales (Weberbauer 1945, citado por Salvador *et al.* 2014; Hribljan *et al.* 2015; Cooper *et al.* 2015), perteneciendo a un tipo de ambiente único que no se encuentra en otras partes del planeta. Estas turberas de puna se presentan en los territorios andinos de Perú, Colombia, Bolivia, Chile y Argentina, desde los 3200 y 3500 msnm hasta el nivel base de los glaciares (Maldonado *et al.* 2011).

Las turberas altoandinas, con capas freáticas constantemente altas y cuerpos gruesos de turba (Earle *et al.* 2003; Cooper *et al.* 2015), están dominadas por plantas vasculares, de las cuales varias presentan crecimiento en forma de cojín (Kock *et al.* 2019). La especie *Distichia muscoides* Nees y Meyen (Figura 3) domina muchas turberas de alta montaña y

puede encontrarse entre los 3800 y 4600 msnm en países como Ecuador (Chimner y Karberg 2008; Hribljan *et al.* 2016), Colombia (Benavides *et al.* 2013), Perú (Skrzypek *et al.* 2011; Salvador *et al.* 2014), Chile (Squeo *et al.* 2006) y Argentina (Balslev 1996).



Figura 3: Especie *Distichia muscoides* Nees y Meyen, presente en turberas altoandinas.

En la región más seca de la puna de los Andes centrales, las briófitas, gramíneas y juncáceas forman un componente importante de la vegetación, y *Distichia muscoides* y otras especies de plantas con crecimiento en forma de cojín dominan la producción de materia orgánica (Cooper *et al.* 2015). Otra especie sobresaliente presente en las turberas tropicales de alta elevación es *Oxychloe andina* cuya dominancia, al igual que la de *D. muscoides*, depende de la conductividad y salinidad del agua (Navarro y Maldonado 2002, citados por Coronel *et al.* 2009). Entre las especies acompañantes se encuentran *Plantago tubulosa*, *Scirpus desertícola*, *Werneria pigmaea*, *Deyeuxia curvula*, *Deyeuxia rigescens* y *Juncus stipulatus* (Coronel *et al.* 2009).

Las turberas altoandinas proveen producción de forraje importante para el pastoreo de camélidos domésticos nativos (llama y alpaca) y salvajes (guanaco y vicuña), así como para especies provenientes de Europa introducidas durante el período colonial (particularmente ovejas y ganado vacuno) (Buttolph y Coppock 2004, Benavides y Vitt 2014, Barros *et al.* 2014; citados por Cooper *et al.* 2015). Estos animales utilizan las turberas de altura porque las plantas de hoja perenne proporcionan forraje durante todo el año, especialmente en comparación con las gramíneas semidesérticas que dominan las tierras altas en la región seca de puna de los Andes centrales (Cooper *et al.* 2015), donde

estos ambientes sostienen en gran medida el pastoreo tradicional de rebaños domésticos de alpacas (*Vicugna pacos*), llamas (*Lama glama*) y ovejas (*Ovis aries*), que a menudo constituyen la base de la economía local (Salvador *et al.* 2014). Por otro lado, en la zona andina central del Perú, donde no existe otra alternativa disponible, la turba representa el principal recurso combustible para la cocina y calefacción (Coronel *et al.* 2009).

2.2 IMPORTANCIA DEL CLIMA EN LAS TURBERAS

La distribución y extensión de las turberas dependen considerablemente de las condiciones climáticas en las que se producen y desarrollan (Charman *et al.* 2008; Benavides *et al.* 2013; Xing *et al.* 2015), aunque los parámetros geológicos y topográficos también son significativos. La diversidad tipológica es una de las características más importantes del valor de la biodiversidad de las turberas y el clima también ejerce un control fundamental sobre ella (Parish *et al.* 2008). Muchas especies de plantas y animales presentes en estos ecosistemas son endémicas de regiones de turberas específicas, especialmente en los trópicos (Charman *et al.* 2008).

Los componentes climáticos clave que contribuyen a la explicación de las variaciones en las tendencias tanto en las tasas de crecimiento de las plantas de las turberas, como en la descomposición de turba, son la temperatura y la humedad (Page *et al.* 2011). La temperatura es un importante factor de control para los procesos de fotosíntesis y, principalmente, de respiración, además de poseer un efecto significativo sobre el secuestro de C (Rydin y Jeglum 2013). Además, la aparición y el mantenimiento natural de las turberas están controlados por el balance hídrico, por lo cual son más numerosas en zonas con exceso de humedad (Charman *et al.* 2008).

De esta manera, las turberas dominan gran parte de las ubicadas en las latitudes medias y altas de América del Norte, Europa y Asia, donde las condiciones de clima frío llevaron al desarrollo de la turba incluso en zonas con precipitaciones relativamente bajas (Parish *et al.* 2008). En lugares más templados, las turberas se desarrollan más extensamente en climas oceánicos, donde las temperaturas de verano son más bajas que en las latitudes continentales equivalentes y la precipitación tiende a ser más alta. En algunas regiones tropicales, a bajas altitudes, el elevado potencial de evapotranspiración está contrapesado por precipitaciones extremadamente altas, de modo que todavía exista una humedad del suelo adecuada para el desarrollo de estos ecosistemas (Charman *et al.* 2008).

Muchas turberas actuales comenzaron su crecimiento luego del Último Máximo Glacial, hace aproximadamente 20 mil años, tan pronto como el clima empezó a calentarse y ocurrió la recesión de las grandes capas de hielo que ocasionaron la exposición de nuevas superficies de tierra, en su mayoría cóncavas, disponibles para el desarrollo de las turberas (Charman *et al.* 2008; Yu *et al.* 2010). La iniciación de nuevas turberas ha continuado a lo largo del período post-glacial en respuesta a las variaciones climáticas y al cambio sucesional (Parish *et al.* 2008).

Una vez que las turberas se establecieron, la mayoría de ellas continuaron expandiéndose vertical y horizontalmente a lo largo del Holoceno (última y actual época del período Cuaternario), es decir durante aproximadamente los últimos 12 mil años (Charman *et al.* 2008). Sin embargo, en muchas regiones, la iniciación de turberas continuó a lo largo del Holoceno Temprano (con altas tasas de aparición, expansión lateral y acumulación de C), y prosiguió durante el resto de este período, en terrenos recién expuestos (Yu *et al.* 2010; Mathijssen *et al.* 2014).

Debido a procesos ecológicos internos y a factores externos, como las variaciones en el clima y las perturbaciones humanas, las turberas han sufrido distintas alteraciones en su composición y permanencia a lo largo de su existencia (Charman *et al.* 2008; Yu *et al.* 2010; Mathijssen *et al.* 2014). La influencia relativa de estos agentes depende de la magnitud del impulso al cambio y del tipo y etapa de desarrollo de la turba (Charman *et al.* 2008). Las variaciones detalladas en la vegetación y la topografía superficial son también en parte resultado de la competencia interespecífica, cambios hidrológicos en pequeña escala, entre otros. Sobrepasar estos procesos internos es el principal efecto de la variabilidad climática (Parish *et al.* 2008).

El clima se encuentra en constante cambio, pero esta variación es una condición normal para el planeta, pues los registros del clima pasado evidencian cambios continuos en distintas escalas de tiempo, con magnitud inestable. Algunas variaciones significativas en el clima global se manifestaron como alteraciones abruptas, y no como cambios graduales en un largo periodo de tiempo (Charman *et al.* 2008). En consecuencia, numerosos ecosistemas terrestres sufrieron transformaciones en su extensión, distribución y funcionamiento interno. Este fue el caso de las turberas, pues la fuerte relación que existe entre ellas y el clima sugiere que cualquier cambio climático significa una fuerte influencia para la variación de su extensión y carácter (Rydin y Jeglum 2013).

De esta manera, las posibles alteraciones en las funciones ecológicas de las turberas en un clima cambiante, particularmente en la captación y acumulación de C, se han convertido en un foco importante de las investigaciones a nivel mundial, por lo que varios grupos de modeladores han empezado a incorporar a estos ambientes en sus modelos climáticos globales (Frolking *et al.* 2009, Kleinen *et al.* 2010; citados por Yu *et al.* 2010). Sin embargo, aún se requiere una mayor comprensión acerca de la influencia que ejercen los controles del clima, a gran escala, sobre la expansión de las turberas y sus principales funciones, como la captura de C (Charman *et al.* 2008; Yu *et al.* 2010).

En la región de los Andes tropicales y subtropicales, el clima está cambiando a gran velocidad, observándose condiciones de sequía, elevación de temperatura, retroceso glaciar y cambios en los patrones de precipitación, especialmente en las zonas de mayor altitud (Bradley *et al.* 2006; Vuille *et al.* 2018). Para fines del siglo XXI, las partes más altas de los Andes tropicales (más de 4000 msnm) podrían sufrir un pronunciado calentamiento de 4,5 a 5° C en un escenario de alta emisión (A2) (Vuille *et al.* 2008), ocurriendo no solo un aumento considerable en la temperatura, sino en su variabilidad interanual (Urrutia y Vuille 2009), con efectos directos sobre la reducción y posible desaparición del área glaciar. Los modelos climáticos también indican que algunas áreas podrían experimentar temporadas secas más prolongadas e intensas (Buytaert *et al.* 2010; citado por Cooper *et al.* 2015). Es por esto que las consecuencias del cambio climático en los Andes tropicales representan una especial preocupación, debido a la gran diversidad de ecosistemas que esta región posee y a los efectos que las alteraciones que sufrirán estos ambientes tendrán en la gran población humana que depende directamente de los servicios que estos brindan (Vuille *et al.* 2008; Anderson *et al.* 2011).

Estas evidencias de la aceleración del cambio climático en los Andes representan nuevos problemas para las turberas, pues podrían influenciar en la reducción de su área y en la disponibilidad de agua para sus plantas, contribuyendo a la disminución de la producción y supervivencia vegetal (Cooper *et al.* 2015); además de un aumento de las emisiones de C, como dióxido de C (CO₂) y metano (CH₄) (Anderson *et al.* 2011). Así, bajo estas condiciones desfavorables, las turberas altoandinas se reconocen actualmente como ambientes altamente vulnerables a las variaciones climáticas y al consecuente retroceso glaciar.

2.3 SERVICIOS ECOSISTÉMICOS Y AMENAZAS EN LAS TURBERAS

El bienestar y el progreso de las poblaciones a nivel mundial dependen, en gran medida, de su relación con la naturaleza y con la conservación de la integridad de los ecosistemas. Los beneficios que brindan estos ambientes naturales y reciben los seres humanos se conocen como servicios ecosistémicos, y fueron agrupados por el *Millennium Ecosystem Assessment* (2005) en cuatro categorías generales:

- a. Servicios de aprovisionamiento: agua, alimentos, madera, fibra;
- b. Servicios de regulación: regulación del clima, control de inundaciones, seguridad en pendiente descendente, purificación de agua;
- c. Servicios de apoyo: formación de suelo, fotosíntesis, ciclos de nutrientes, polinización, desecho; y
- d. Servicios culturales: recreación, estética, valores espirituales.

La capacidad de los ecosistemas para proporcionar estos servicios a las personas depende, principalmente, de su grado de integridad o estado de conservación. Sin embargo, a medida que las demandas humanas sobre ellos aumentan, debido al crecimiento poblacional y el consumismo, existe un mayor potencial para la degradación de los ambientes naturales y, en consecuencia, para la intensificación de compensaciones relacionadas con los servicios ecosistémicos (Andersson *et al.* 2015). El cambio climático aumenta otra dimensión a esta situación, siendo un impulsor adicional del cambio en los ecosistemas y una causa adicional de las variaciones en el uso de sus recursos.

Debido a que los servicios ecosistémicos están relacionados con las funciones que estos ambientes desempeñan, su evaluación integral implica la traducción de la complejidad ecológica (estructuras y procesos del ecosistema) en un número más limitado de funciones ecosistémicas que, a su vez, proporcionen los bienes y servicios que los humanos puedan valorar (Kimmel y Mander 2010).

Las turberas, como ya se ha mencionado anteriormente, son ecosistemas naturales destacables debido a que poseen un alto valor ecológico para las poblaciones a nivel global, por lo que su mantenimiento adecuado y aprovechamiento sostenible son de importancia prioritaria. Estos ambientes brindan una gama de servicios ecosistémicos que contribuyen al bienestar humano, incluidos: la regulación del clima, la purificación del agua, la conservación de la biodiversidad, y el turismo. Además, el *Millennium Ecosystem*

Assessment (2005) estableció que una de las funciones más importantes de las turberas puede residir en la regulación del cambio climático a nivel global, a través del secuestro, almacenamiento a largo plazo y liberación de importantes cantidades de C orgánico (Kimmel y Mander 2010).

Dentro de los servicios ecosistémicos más importantes que proporcionan las turberas, se encuentran:

2.3.1 Almacenamiento de carbono

Los ambientes naturales secuestran y almacenan C a través de distintas dinámicas, en la biomasa viva (hojas, tallos, troncos, raíces), la hojarasca o el humus en las capas superiores de los suelos minerales (Joosten y Couwenberg 2008). Sin embargo, la mayoría de estos depósitos no son permanentes, haciendo que el C regrese a la atmósfera en ciclos relativamente cortos. Pero esto no sucede en las turberas pues, a comparación de los depósitos que se tienen en otros ecosistemas terrestres, ellas poseen una reserva de C adicional representada por sus horizontes espesos de turba que proporcionan un almacén único y estable de este elemento (Lähteenoja *et al.* 2009; Chambers *et al.* 2011; Hribljan *et al.* 2015; Crump 2017; Bacon *et al.* 2017), cuando estos ambientes se encuentran en estado natural.

La turba se forma, entonces, cuando la materia orgánica se produce más rápido de lo que se descompone, debido a la falta de oxígeno en condiciones de anegación (Chimner y Karberg 2008; Chambers *et al.* 2011; Hribljan *et al.* 2015), resultando en una constante acumulación de C (Figura 4). Es por esto que las turberas son las reservas de C orgánico más densas y eficaces de todos los ecosistemas terrestres del mundo (Joosten y Couwenberg 2008). Sin embargo, las estimaciones básicas del tamaño de la reserva de C que proveniente de turba son muy variables (Yu *et al.* 2010), pues dependen en gran medida de su profundidad, ubicación geográfica, composición vegetal original, entre otros factores.

Debido su gran volumen y valor, el C presente en las turberas es reconocido cada vez más como un componente persistente y dinámico de la biosfera terrestre y del sistema climático mundial, ya que se ha demostrado que estos ambientes son actores importantes en el ciclo global del C (Yu *et al.* 2010; Chambers *et al.* 2011). Esto es debido a que a pesar de cubrir solo casi el 3% de la superficie terrestre del mundo, se

ha estimado que el contenido de C almacenado en las turberas representa más del 30% del total presente en los suelos a nivel global (Gorham 1991; Mitra *et al.* 2005 y Mitsch y Gosselink 2007, citados por Xing *et al.* 2015; Xu *et al.* 2018) y el 75% de todo el C atmosférico (Joosten y Couwenberg 2008), contribuyendo de esta manera a la regulación del clima global y convirtiéndolas en las principales reservas de C a largo plazo en la biosfera terrestre.



Figura 4: Diagrama del proceso del almacenamiento de carbono en turberas.

2.3.2 Regulación de la hidrología

Las turberas de montañas son una parte importante de la hidrología de las cuencas hidrográficas (en calidad y cantidad de agua). Al estar ubicadas mayormente en sus partes altas, estos ecosistemas cumplen el rol de reguladores hidrológicos al contribuir principalmente a ralentizar el flujo de agua que se está empezando a acumular en este sector, para luego liberarla gradualmente (Silvus *et al.* 2008; Rydin y Jeglum 2013; Bain *et al.* 2011; Ramil *et al.* 2018).

Los grandes cuerpos de turba pueden regular el régimen de aguas superficiales y subterráneas, proporcionando un suministro más constante de agua durante los períodos de sequía (para consumo humano y riego de tierras agrícolas, por ejemplo), al aumentar el flujo de base (Crump 2017), ofreciendo además un efecto estabilizador

sobre la hidrología regional al atenuar los efectos del pico de descarga durante los periodos de lluvia (Bradley *et al.* 2006; Rydin y Jeglum 2013), previniendo así la ocurrencia de desastres naturales. Esto hace que las regiones donde las áreas de captación hídrica están cubiertas en gran parte por turberas que se encuentran en estado natural, sean más resistentes a las sequías e inundaciones (Silvus *et al.* 2008).

Además de actuar como componentes principales de los sistemas hidrológicos dentro de las cuencas, las turberas de montaña ejercen el papel de filtros naturales, pues poseen la gran capacidad de purificar el agua mediante la retención y eliminación de contaminantes y del exceso de nutrientes (Joosten y Clarke 2002; Bain *et al.* 2011). Esto ayuda a contrarrestar la eutrofización de cuerpos de agua que se encuentran conectados a ellas y que se sitúan a menor altitud, en las áreas de captación, como lagos, ríos e incluso mares (Silvus *et al.* 2008). Sumado a esto, las turberas ubicadas en la costa actúan como un efectivo amortiguador entre los sistemas de agua salada y dulce, evitando la intrusión de los mares en las tierras costeras (Bradley *et al.* 2006).

2.3.3 Respaldo de la biodiversidad única y críticamente amenazada

La biodiversidad puede considerarse en cada nivel de la organización de la vida, tanto en estructura como en funciones: desde células, organismos y poblaciones hasta ecosistemas. Las turberas juegan un papel específico en el mantenimiento de la biodiversidad en todos estos niveles (especialmente en los de organismos y ecosistemas), ya que exhiben rasgos ecológicos muy característicos y son ambientes únicos y complejos (Minayeva *et al.* 2008).

Estos ecosistemas son de importancia mundial para la conservación de la biodiversidad al albergar muchas especies endémicas, en peligro de extinción y otras desplazadas de su hábitat original (Bain *et al.* 2011; Crump 2017), debido a que suelen encontrarse muy aislados en el paisaje y, por lo tanto, poseen todas las características de las comunidades insulares con la biodiversidad y el polimorfismo intraespecíficos asociados a ellas (Minayeva *et al.* 2008).

Dentro de las turberas se tienen comunidades '*clímax*', las cuales son producto del desarrollo de los ecosistemas a largo plazo. La mayoría de las especies que habitan en las turberas poseen una alta aptitud y adaptación a las condiciones ambientales, favorables y desfavorables, que han creado durante un prolongado proceso de co-

evolución (Minayeva *et al.* 2008). En consecuencia, incluso pequeños cambios en la composición de estas especies pueden indicar variaciones grandes o duraderas en el medio ambiente (Gunnarsson *et al.* 2002; Bain *et al.* 2011).

La diversidad de plantas es la más evidente en estos ambientes, pues estas proporcionan la base estructural del entorno y son la fuente principal de compuestos orgánicos derivados de la fotosíntesis para el sustento de animales y microorganismos (bacteria, protista, fungi) (Rydin y Jeglum 2013). La acumulación continua de turba, el alto nivel de agua (y la consecuente escasez de oxígeno) y el régimen especial de temperatura, requieren que esta pluralidad de especies de plantas adapten, además, su fisiología, anatomía y formas de crecimiento (Minayeva *et al.* 2008), para lograr desarrollarse favorablemente y dominar estos ecosistemas.

De acuerdo a Rydin y Jeglum (2013), entre los principales grupos de plantas presentes en las turberas destacan:

- Briofitas: Dentro de las cuales destaca el género *Sphagnum*, el cual domina turberas con escasez de nutrientes y con bajo pH.
- Graminoides: Incluye a individuos de las familias Poaceae, Cyperaceae y Juncaceae.
- Plantas vasculares acuáticas: Abarcan especies de graminoides y hierbas que crecen tanto en el agua estancada como en la turba. Estas se agrupan, según su ubicación en relación con la superficie del agua, en sumergibles (p. ej. *Utricularia*, *Myriophyllum*), flotantes (p. ej. *Nymphaea*, *Potamogeton*) y emergentes (graminoides, como *Scirpus lacustris* y *Equisetum fluviatile*; hierbas, como *Lysimachia thyrsoflora* y *Menyanthes trifoliata*).

Por otro lado, se ha determinado que la diversidad de especies arbóreas en estos ambientes también es representativa (Crump 2017); sin embargo, es menor en la región boreal, pero aumenta a medida que se está más cerca al Ecuador, a través de las zonas templadas, subtropicales y tropicales (Minayeva *et al.* 2008; Rydin y Jeglum 2013). Así, diferentes especies de árboles dominan las turberas alrededor del mundo. Se tiene, por ejemplo, a *Larix gmelinii* en el este de China y Siberia; a *Thuja occidentalis*, *Larix laricina* y *Fraxinus nigra* en América del Norte; a *Pinus sylvestris*

y *Alnus glutinosa* en el noroeste de Europa; y a *Copaiifera palustris*, *Shorea albida* y *Camposperma coriácea* en la región tropical (Rydin y Jeglum 2013).

Las turberas acogen, además, una amplia gama de animales, los cuales representan la fauna acuática que habita en sus áreas alagadas y a la terrestre que vive en la turba tanto temporal como perennemente (Crump 2017; Rydin y Jeglum 2013). De esta manera, estos ecosistemas son hábitat de una gran variedad de especies de aves amenazadas en los trópicos (aproximadamente una tercera parte), las cuales dependen de ellas para su adaptación, especiación, alimentación y anidación (Coronel *et al.* 2009; Salvador *et al.* 2014).

Se encuentran relativamente pocos anfibios y reptiles en las turberas, pues no logran reproducirse en estos ambientes debido a la alta mortalidad embrionaria relacionada con la calidad del agua; sin embargo, pueden soportar partes vitales de sus ciclos de vida, pues significan alimento y refugio durante las sequías de verano para los anfibios y lugares adecuados para la hibernación para los reptiles (Minayeva *et al.* 2008).

En cuanto a los mamíferos, no se tienen especies que dependan completamente de las turberas, pues sus niveles de agua generalmente altos les impiden establecerse en estos hábitats (Minayeva *et al.* 2008; Rydin y Jeglum 2013). En la zona tropical, estos ecosistemas albergan especies únicas y amenazadas (Joosten *et al.* 2012), como el orangután de Borneo (*Pongo pygmaeus*) en el sudeste asiático y el bonobo (*Pan paniscus*) en el Congo (Crump 2017); además de especies domesticadas como el reno (*Rangifer tarandus*) en el norte de Europa (Minayeva *et al.* 2008), y camélidos nativos como la vicuña (*Vicugna vicugna*) y el guanaco (*Lama guanicoe*) en los Andes tropicales donde se utilizan estos ambientes para el pastoreo y abastecimiento de agua (Villagrán y Castro 1997, Renaudeau d'Arc *et al.* 2000; citados por Salvador *et al.* 2014).

Estos ecosistemas han cumplido, además, un importante papel en el respaldo de la salud y bienestar de las personas durante miles de años (Joosten y Clarke 2002; Rieley 2014). Las turberas presentes en las regiones boreales y templadas, son fuente de bayas, hongos y plantas medicinales, mientras que las que se ubican en los trópicos (a bajas altitudes) proporcionan una variedad aún mayor de valiosos productos forestales no madereros (Rieley 2014). En los Andes tropicales, los ganaderos de las zonas más elevadas dependen,

en gran medida, de la producción natural de las turberas como fuente principal de forraje (Baied y Wheeler 1993, Browman 1989; citados por Cooper *et al.* 2015), lo cual ha significado una importante presión sobre estos ecosistemas durante milenios.

Es por esto que, a pesar de que una gran parte de las turberas a nivel mundial todavía se encuentra en estado natural, brindando servicios ecosistémicos de calidad, la mayoría de sus componentes ya han sido afectados por prácticas insostenibles de desarrollo aplicadas tanto a ellas de forma directa, como por las que ocurren en sus cuencas hidrográficas (Minayeva *et al.* 2008; Crump 2017; Ramil *et al.* 2018). De esta manera, actualmente algunos de estos ambientes han empezado un proceso de degradación, pues se han utilizado durante siglos para propósitos productivos como la agricultura, la silvicultura, el pastoreo y la extracción comercial de turba (Joosten *et al.* 2012), causando la destrucción de muchas turberas, especialmente en las zonas templadas del norte (Chapman *et al.* 2003).

Debido a esto, las turberas se encuentran bajo la constante presión de una gran variedad de actividades humanas que insisten en desarrollarse sobre ellas, siendo el drenaje la amenaza global más inmediata (Joosten *et al.* 2012). Erróneamente, las turberas son consideradas a menudo como improductivas o incluso tierras hostiles que deben ser drenadas para obtener algún beneficio positivo de ellas; llevándose a cabo esta práctica sin tener en cuenta los enormes impactos negativos que ocasionan (Crump 2017). Los cambios resultantes en el funcionamiento de estos ambientes como consecuencia de las alteraciones humanas (sumadas a los provocados por la dinámica climática global) significan, evidentemente, una reducción en su área, así como en la calidad y cantidad de sus servicios ecosistémicos (Bain *et al.* 2011). Es por esto que actualmente ya se encuentra una zona de distribución de turberas algo reducida y fragmentada en comparación con la situación hallada en la primera mitad del siglo XX o antes del Holoceno (Ramil *et al.* 2018).

A las turberas altoandinas se le añade, además, la amenaza que significa la aceleración del cambio climático, acrecentada por la incertidumbre que representa el futuro del clima en los Andes debido a la falta de información exacta, lo que dificulta las predicciones sobre el destino de los ecosistemas que se encuentran en ellos (Anderson *et al.* 2011), como es el caso de estos ambientes de montaña. Es por esto que el mantenimiento y conservación de estos ecosistemas en las próximas décadas se encuentran condicionados por su sostenibilidad, debido tanto a la aceleración del cambio climático, como a las presiones actuales de pastoreo (Cooper *et al.* 2015) y otras actividades antrópicas.

De forma gráfica, se puede observar en la Figura 5 un resumen general de algunos de los efectos principales, observados o esperados, del calentamiento del clima en la dinámica del C en las turberas, teniendo en cuenta que también existen interacciones entre los diferentes factores. Se tiene, por ejemplo, que el calentamiento puede producir ambientes más secos, los cuales favorecerían la ocurrencia de incendios (en países tropicales como Indonesia) e influirían en la calidad y descomposición aeróbica de la turba, lo que aumenta la liberación de CO₂, agravándose así los efectos del cambio climático. El signo “+” en el gráfico indica un efecto de refuerzo (como el caso del calentamiento que refuerza el efecto del aumento de la humedad en el incremento del crecimiento vegetal).

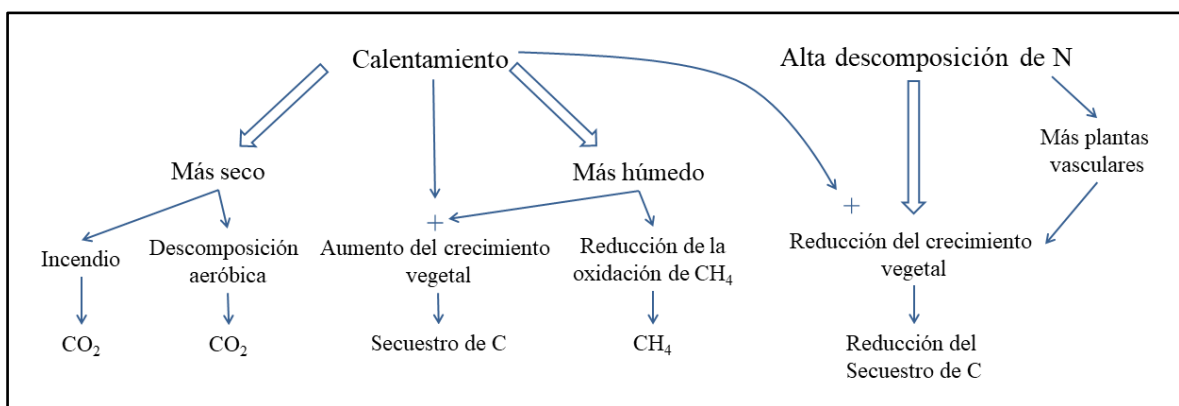


Figura 5: Efectos del calentamiento climático en el balance de carbono en turberas.

FUENTE: Traducido y adaptado de Rydin y Jeglum (2013)

Existe, además, la preocupación de que la principal fuente de agua de muchas turberas de alta montaña sea la proveniente del deshielo de los nevados (Benavides *et al.* 2013; Polk *et al.* 2017), pues el retroceso glaciar puede contribuir a la descarga inmediata del río o potencialmente a la recarga del agua subterránea, y a su consecuente aporte a las turberas. Además, particularmente en los Andes tropicales del sur, donde se experimenta una estación seca larga y sostenida (desde abril hasta septiembre), la contribución del agua de deshielo de los glaciares sería fundamentalmente importante durante este periodo (Vuille *et al.* 2018). De esta manera, a medida que los nevados sufran una considerable reducción en su área, y una posible futura desaparición, como consecuencia de las variaciones en el clima, podría ocurrir una limitación en la producción de las plantas y un aumento en la degradación de la materia orgánica en las turberas altoandinas (Benavides *et al.* 2013). Esto representa condiciones adversas y significativas relacionadas al crecimiento,

expansión y sostenimiento futuro de estos ecosistemas, pues significarían una importante limitación en su dinámica interna y en los servicios ambientales que brindan.

2.4 FLUJOS DE CARBONO EN TURBERAS

Todos los ecosistemas terrestres se caracterizan por la productividad, la respiración y la acumulación de cierta materia orgánica en el suelo, pero en las turberas el depósito de la materia orgánica se acentúa debido a su descomposición incompleta en condiciones de anegación (Parish *et al.* 2008; Rydin y Jeglum 2013). Existen muchos componentes y procesos ecosistémicos involucrados con el flujo de C en las turberas. Estos ambientes poseen una capa denominada “acrotelmo”, parcialmente aireada en la superficie, que gradualmente se vuelve más reductora con la profundidad, y otra capa, ubicada debajo del acrotelmo, permanentemente anóxica, denominada “catotelmo” (Gorham 1991; Chambers *et al.* 2011; Rydin y Jeglum 2013). Durante el paso a través del acrotelmo, a medida que el nivel freático se eleva lentamente, una proporción de la biomasa se descompone, y los restos se compactan por el peso del nuevo material. Cuando este pasa al catotelmo, la descomposición y la compactación reducen el incremento anual vertical. Si se mide, entonces, la edad de la turba a varios niveles de profundidad en el catotelmo, el incremento de la altura más abajo es cada vez menor (Bain *et al.* 2011). Esto no significa que el crecimiento esté siendo más lento, sino muestra que cuanto más tiempo ha estado el material en el catotelmo, mayor han sido su compactación y pérdida debido a la descomposición anaeróbica lenta (Jostein 2008; Rydin y Jeglum 2013).

Las turberas se encuentran en crecimiento activo acumulando masa orgánica y, por lo tanto, secuestrando C, debido al exceso de la producción de la vegetación sobre la descomposición (Chambers *et al.* 2011; Charman *et al.* 2013). Las plantas de las turberas absorben el C, como CO₂, a través del proceso de fotosíntesis; sin embargo, también lo liberan como resultado directo de los procesos de descomposición y por pérdidas de CO₂ por medio de la respiración que ocurre a través de los tejidos vivos y de las superficies de las plantas (Rydin y Jeglum 2013). Se pierde, además, por lixiviación de la materia orgánica como C orgánico disuelto (COD), el cual es transportado desde las capas aeróbica y anóxica de la turbera hacia el agua subterránea (Bain *et al.* 2011). Por otro lado, la mayor parte de la descomposición vegetal tiene lugar aeróbicamente en los horizontes superficiales (acrotelmo); mientras que la descomposición anaeróbica también continúa,

aunque de forma más lenta, en las capas anaeróbicas (catotelmo), liberando CH_4 (Chambers *et al.* 2011; Rydin y Jeglum 2013).

El proceso abreviado del flujo del C en turberas, con sus fases más importantes, se representa gráficamente en la Figura 6, en la que las flechas discontinuas muestran procesos microbianos.

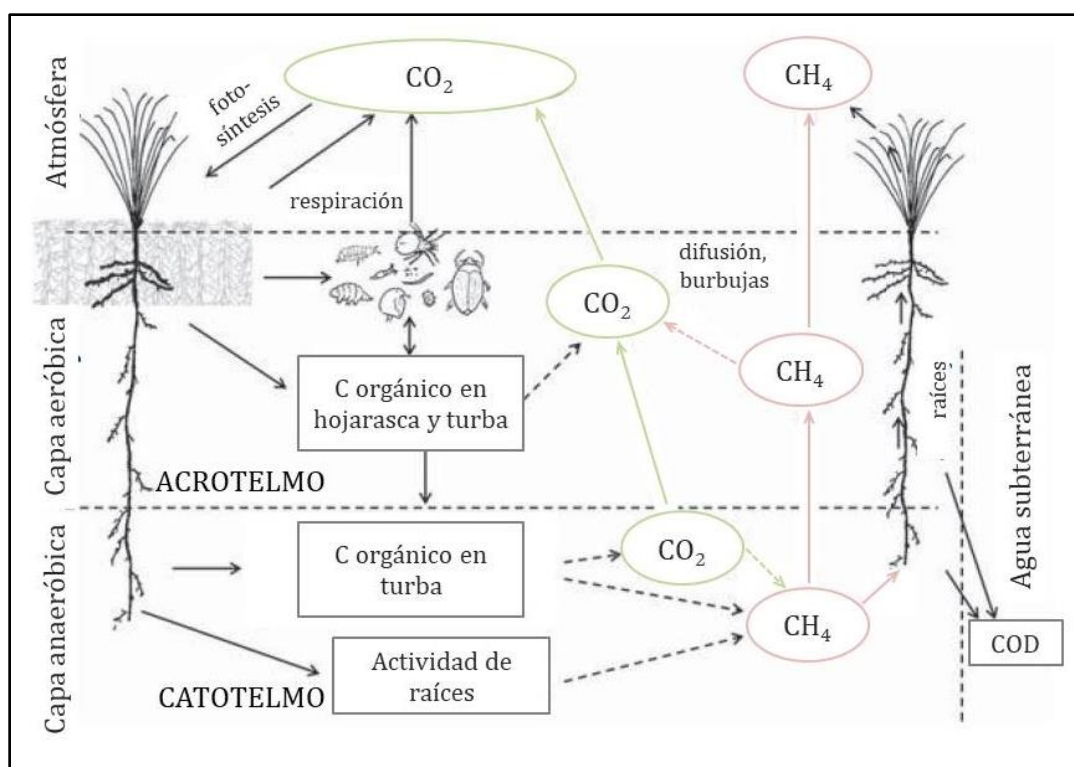


Figura 6: Modelo general del flujo de carbono en turberas con una capa superior aeróbica (acrotelmo) y otra anóxica (catotelmo).

FUENTE: Traducido y adaptado de Rydin y Jeglum (2013)

La turba, entonces, representa un almacén de C compacto y de alta densidad que, si se maneja adecuadamente, puede representar un recurso ecológico muy positivo para la acción climática (Chimner y Karberg 2008; Chambers *et al.* 2011; Bacon *et al.* 2017; Crump 2017). Sin embargo, como ya se ha mencionado, históricamente, y aún en la actualidad, las turberas (y en general los humedales) se han considerado terrenos baldíos que deberían ser drenados y convertidos con fines “más productivos”, como sucede en el Perú, donde la Estrategia Nacional sobre Bosques y Cambio Climático (Decreto Supremo N° 007 – 2016 – MINAM) menciona que debería brindarse asesoramiento que favorezca la mejora de las tecnologías que se usan para drenar los humedales en el país, como medida

de control y reducción de la deforestación. Estas perturbaciones contribuyen, sin duda, a la degradación de estos ecosistemas, alterando su naturaleza y amenazando, además, la estabilidad del C almacenado en las turberas, transformándolas de importantes sumideros de C largo plazo a peligrosas fuentes de emisión de gases de efecto invernadero (GEI) (Hribljan *et al.* 2016; Crump 2017; Ramil *et al.* 2018).

Esto ocurre debido a que cuando las turberas se drenan, la turba sufre una oxidación biológica, pues al descender el nivel del agua, esta ya no se encuentra saturada, permitiéndose la entrada de oxígeno. De esta manera, la materia orgánica se descompone en moléculas menos complejas y sustancias inorgánicas como CO₂ y CH₄, principalmente debido a bacterias y hongos, las cuales ahora son liberadas como GEI a la atmósfera (Rydin y Jeglum 2013; Crump 2017). En el mapa de la Figura 7 se observa parte de la historia de la principal consecuencia de la degradación de estos ecosistemas, ya que solo refleja las emisiones de CO₂ por oxidación biológica de la turba, pero no están incluidas las provocadas por incendios ni por extracción de la misma, especialmente en los países europeos.

Para resaltar, entonces, la importancia global de las turberas y comprender mejor su rol dentro del ciclo global del C, se requiere una evaluación general de las emisiones antropogénicas de CO₂ y su redistribución entre la atmósfera, el océano y la biosfera terrestre. Así, en la Figura 8 se presenta el resultado de los cinco componentes principales del flujo del CO₂ a nivel mundial, desde 1900: combustibles fósiles y la industria, cambio de uso de suelo, océano, tierra y atmósfera.

Durante la última década con información disponible (2007 – 2016) las emisiones de CO₂ provenientes de combustibles fósiles y de la industria, basadas en estadísticas de energía y datos de producción de cemento, respectivamente, fueron $9,4 \pm 0,5$ gigatoneladas de C por año (GtC año⁻¹); mientras que las emisiones derivadas del cambio de uso del suelo (principalmente por deforestación) fueron de $1,3 \pm 0,7$ GtC año⁻¹. Los sumideros de CO₂ oceánico y terrestre se han estimado con modelos de procesos globales limitados por observaciones, y sus valores resultaron de $2,4 \pm 0,5$ y $3,0 \pm 0,8$ GtC año⁻¹, respectivamente. La tasa de crecimiento de la concentración global de CO₂ atmosférico, calculada a partir de los cambios anuales, resultó $4,7 \pm 0,1$ GtC año⁻¹, con un desequilibrio presupuestario de $0,6$ GtC año⁻¹, indicando emisiones sobreestimadas y/o sumideros subestimados (Le Quére *et al.* 2017).

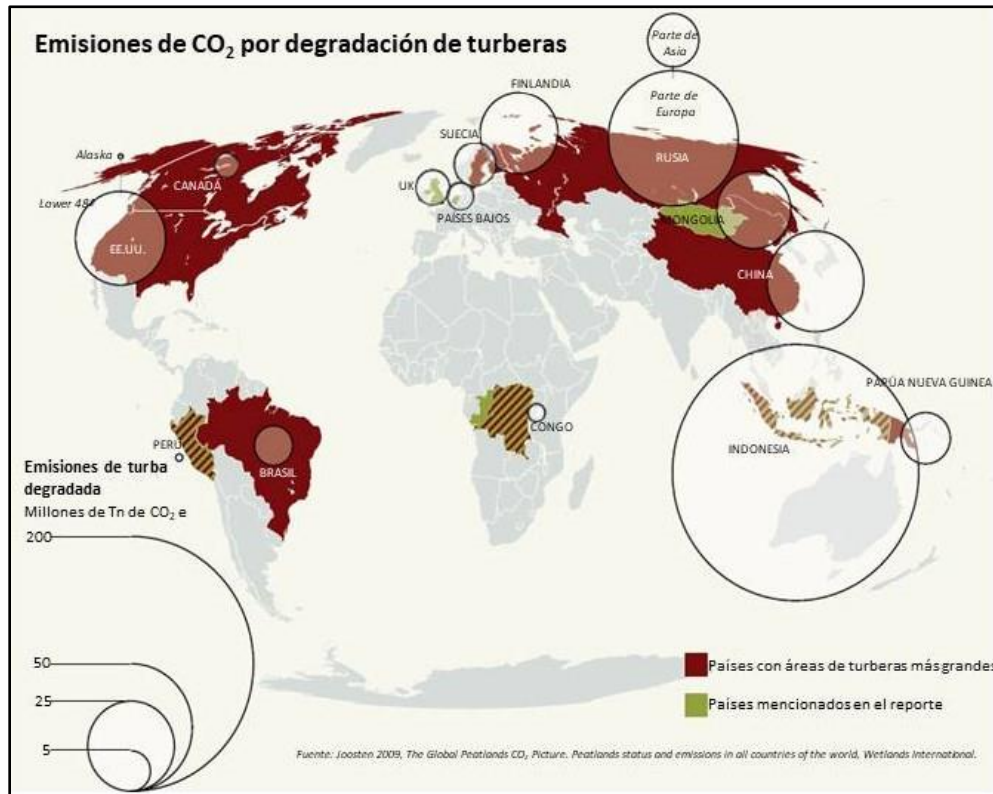


Figura 7: Emisiones de CO₂ producto de la degradación de turberas en el mundo.

FUENTE: Traducido de Crump (2017)

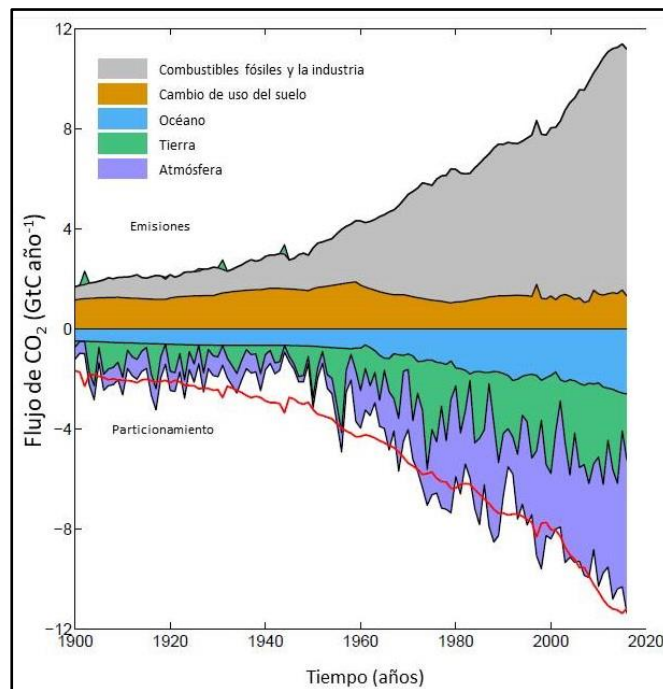


Figura 8: Flujo de CO₂ (GtC año⁻¹) a nivel global desde 1900.

FUENTE: Traducido de Le Quéré *et al.* (2017)

Respecto a las emisiones correspondientes al cambio de uso del suelo, su tendencia a lo largo del tiempo se puede apreciar en la Figura 9, en la que se observa, también, la disposición del sumidero de CO₂ terrestre desde 1960, cuyos valores positivos indican un flujo de CO₂ de la atmósfera a la tierra. La línea discontinua en el gráfico de las emisiones por cambio de uso de suelo (Figura 9a) identifica el período previo al satélite antes de la inclusión de la quema de turberas (Le Quéré *et al.* 2017). Hasta el 2015, la degradación y desaparición de las turberas a lo largo del mundo fueron responsables del 5% de todas las emisiones antropogénicas globales de GEI, a pesar de haber sufrido una reducción de solo el 15% de su área total, principalmente a causa del drenaje (Joosten 2015; citado por Crump 2017).

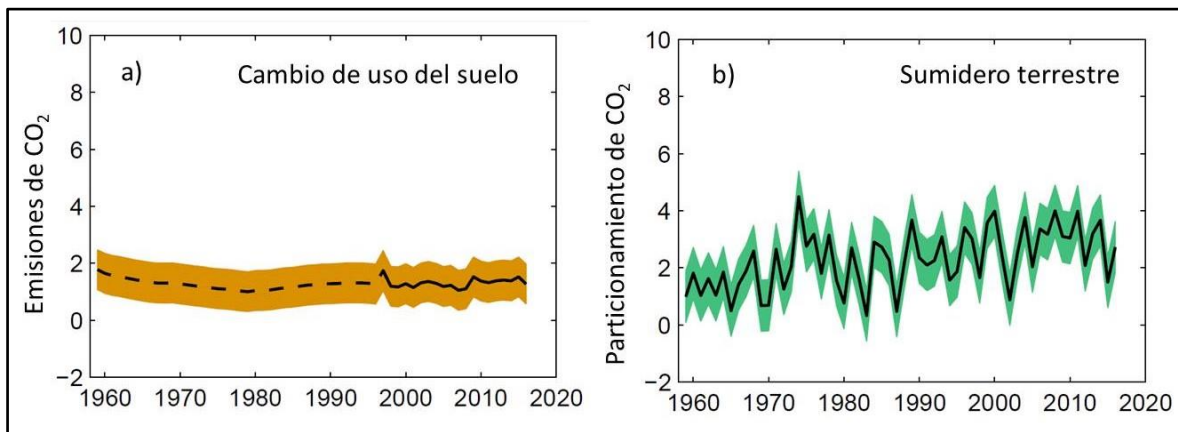


Figura 9: Emisiones de CO₂ por cambio de uso del suelo (a) y sumidero de CO₂ terrestre (b), en GtC año⁻¹, desde 1960.

FUENTE: Traducido de Le Quéré *et al.* (2017)

En contraste, las turberas deben su importancia a la gran proporción de la reserva global de C en el suelo que han acumulado durante milenios, a pesar de su relativa baja abundancia en el planeta, estimada en alrededor de 730 gigatoneladas de C (GtC) (Bourgeau-Chavez *et al.* 2018), valor cercano a la reserva de C presente en la atmósfera (850 GtC: IPCC 2013) y superior al depósito determinado en los bosques tropicales y sub-tropicales (548 GtC: Trumper *et al.* 2009). De acuerdo a su ubicación geográfica, para las turberas del hemisferio norte, región con mayor cantidad de estudios afines desarrollados, las estimaciones oscilan entre 473 y 621 GtC; para las ubicadas en la Patagonia de América del Sur, de 13 a 18 GtC (Yu *et al.* 2010); y para las turberas tropicales, aproximadamente 100 GtC (Dargie *et al.* 2017), distribuidas en el sureste asiático (70 GtC: Page *et al.* 2011),

Amazonía peruana (6,23 GtC: Lahteenoja *et al.* 2012), entre otros sectores. Sin embargo, se ha determinado que pese a que las turberas templadas y boreales almacenan más C en total, las que se ubican en la regi3n tropical acumulan más cantidad de C por área (Chimner y Karberg 2008).

2.5 DATACIONES DE MUESTRAS DE TURBA CON RADIOCARBONO (¹⁴C)

En todas las investigaciones relacionadas al análisis del origen y desarrollo de las turberas, la determinaci3n de la edad de los dep3sitos de turba se ha convertido en una importante tarea, al mismo tiempo que desafiante (Turetsky *et al.* 2004). La selecci3n de muestras de las profundidades del perfil de turba específicas es el paso más importante en la determinaci3n de las edades. Por lo general, los niveles de dataci3n se eligen cuando se encuentran variaciones en las tendencias de los parámetros que se han decidido analizar en el testigo de turba (Rydin y Jeglum 2013), como la densidad aparente y el contenido de C, por ejemplo. Además, identificaci3n y manipulaci3n de la última secci3n de turba del testigo es particularmente importante para determinar cuándo comenz3 a formarse la turbera objeto de estudio.

Existen varios m3todos que pueden aplicarse para determinar la edad de las capas de turba. Las dataciones realizadas con radiocarbono (¹⁴C) se han convertido en uno de los principales procedimientos utilizados para inferir la edad cronom3trica de los materiales orgánicos, como la turba (Taylor 2009; Piotrowska *et al.* 2011). ¹⁴C es el primer is3topo cosm3geno detectado (Rubin y Kamen 1941, citados por Turetsky *et al.* 2004), cuya producci3n natural es un efecto secundario de las interacciones de rayos c3smicos con mol3culas de gases en la atm3sfera, con la producci3n resultante de neutrones. La mayoría del ¹⁴C está formado por la reacci3n de neutrones con un is3topo estable de nitr3geno (N), ¹⁴N. Luego se oxida rápidamente para formar ¹⁴CO₂ (TRT 1991; Taylor 2009). Las mol3culas resultantes se mezclan en la atm3sfera por los vientos estratosf3ricos, alcanzando un equilibrio en r3gimen permanente, en el que se observan niveles de concentraci3n natural bajos y constantes de ¹⁴C: un átomo de ¹⁴C por cada bill3n de átomos de ¹²C o $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C} = 10^{-12}$, en material moderno (Turetsky *et al.* 2004; Piotrowska *et al.* 2011; Rydin y Jeglum 2013), lo cual representa una limitaci3n fundamental en el rango y la precisi3n de la dataci3n con ¹⁴C. La mayor parte del ¹⁴C se absorbe en los oc3anos, mientras que solo de 1 a 2% se convierte en parte de la biosfera terrestre, principalmente por medio de la fotosíntesis (Taylor 2009).

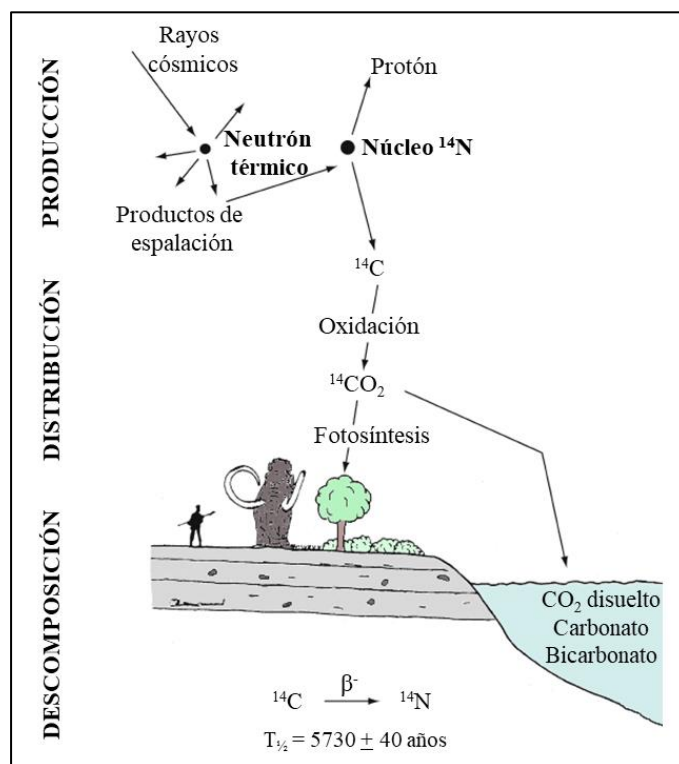


Figura 10: Modelo de datación por radiocarbono: producción, distribución y descomposición.

FUENTE: Traducido y adaptado de Taylor (2009)

Es por esto que cuando las plantas de las turberas toman las moléculas de CO_2 atmosférico a través de sus tejidos, adquieren ^{14}C en la misma proporción, y este se incorpora a los compuestos orgánicos que se depositan como turba (Rydin y Jeglum 2013). La concentración de ^{14}C en las plantas vivas permanece constante debido al ciclo de absorción y desintegración (TRT 1991); sin embargo, disminuye con el tiempo según la vida media, desde el momento de la muerte de estos organismos vegetales (Piotrowska *et al.* 2011).

De esta manera, al decaer el ^{14}C con el tiempo (vida media de 5730 ± 40 años: Taylor 2009), es posible determinar la edad del material orgánico a partir del análisis del contenido residual de ^{14}C en los tejidos de la planta en la turba, calculándose así el tiempo transcurrido desde su muerte (TRT 1991). Para establecerlo, es necesario contrastar la concentración del isótopo ^{14}C en los tejidos analizados con la contenida en otra muestra denominada “estándar de biosfera moderna” (Piotrowska *et al.* 2011). El tiempo determinado luego de esta comparación es la “edad ^{14}C ” de la muestra estudiada (Rydin y Jeglum 2013).

La escala de tiempo de las dataciones con ^{14}C ahora abarcan desde aproximadamente 300 años hasta entre 40 y 60 mil años (Taylor 2009). Sin embargo, antes de utilizar las fechas de radiocarbono para la discusión e interpretación de resultados dentro de las investigaciones relacionadas a las turberas, estas deben ser calibradas (Turetsky *et al.* 2004). Esto se debe a que el uso de la escala de tiempo de ^{14}C en los últimos cientos de años presenta limitaciones como consecuencia de la fluctuación de su concentración a largo plazo por cambios en el campo magnético de la Tierra y en el ciclo global del C, además de la compleja interacción de varias desviaciones naturales modernas y los recientes efectos antropogénicos (Taylor 2009; Piotrowska *et al.* 2011). Por lo tanto, es necesario utilizar un procedimiento de calibración adecuado que tenga en cuenta estos factores.

Las edades ^{14}C consideradas como “post-modernas”, por ejemplo, se calibran teniendo en cuenta que el ^{14}C troposférico comenzó a aumentar en el año 1955 debido a las detonaciones nucleares por encima del suelo que ocurrieron alrededor de ese periodo. Luego de esto, los niveles de ^{14}C se incrementaron constantemente, hasta alcanzar valores máximos a mitad de la década de 1960s (con picos máximos entre 1963 y 1964: valores de casi el doble de su nivel previo a la explosión de las bomba: Levin *et al.* 1985). Desde entonces, la concentración de ^{14}C de la atmósfera ha disminuido debido a la ausencia de grandes explosiones nucleares atmosféricas y al rápido intercambio entre la atmósfera, los océanos y la biosfera (Hua *et al.* 2013). Debido a esto, en la nomenclatura actual, las edades ^{14}C se expresan en años BP (*before present* o antes del presente), el cual es considerado convencionalmente como el año 1950, periodo de tiempo anterior a las detonaciones nucleares.

Además, Hua *et al.* (2013) desarrollaron curvas de calibración para edades “post-modernas” (o “post-bomba”) (Figura 11), las cuales son el resultado de un trabajo de compilación de datos de $^{14}\text{CO}_2$ contenido en la tropósfera para el período de 1950 a 2010, basado en concentraciones de radiocarbono publicados en registros seleccionados de muestreo atmosférico de CO_2 y series de anillos de árboles. Estas curvas son una nueva versión de la recopilación realizada por Hua y Barbetti (2004) que consistió en datos anuales de verano ^{14}C atmosférico a escala zonal, hemisférica y global. Además, se reportaron datos mensuales compilados (y extendidos) para 5 zonas atmosféricas: 3 en el Hemisferio Norte y 2 en el Hemisferio Sur (Figura 12). Así, estos datos mensuales

extendidos en conjunto se utilizan como curvas de calibración para la datación ^{14}C de materiales orgánicos terrestres recientes de vida corta (Hua *et al.* 2013), como las muestras extraídas del testigo de turba analizado en este estudio.

Se suele considerar que las turberas crecen a tasas relativamente constantes, con cambios escasos y progresivos, por lo que los modelos cronológicos (profundidad vs. edad) que se determinan con las edades ^{14}C calibradas tenderán a ser del tipo *smooth* o suavizada (Blaauw y Christen 2005). Además, estos modelos implicarán, a menudo, ajustar una curva que atravesase todas las dataciones, o la gran mayoría, para así obtener una curva final suave que represente la aproximación más probable del historial de acumulación real del depósito de turba (Piotrowska *et al.* 2011).

Entonces, las edades determinadas para cada nivel de profundidad del testigo de turba, derivadas del modelo cronológico obtenido, además requieren un ajuste adicional de la escala de tiempo de radiocarbono que implica la conversión de las edades calibradas ^{14}C (en años cal BP), a las calendario o convencionales (en años AC y DC: antes de Cristo y después de Cristo, respectivamente) (Piotrowska *et al.* 2011). Esta modificación final es importante, pues permite la comparación de estas edades con las fechas obtenidas mediante otras técnicas de datación utilizadas en estudios semejantes (Rydin y Jeglum 2013).

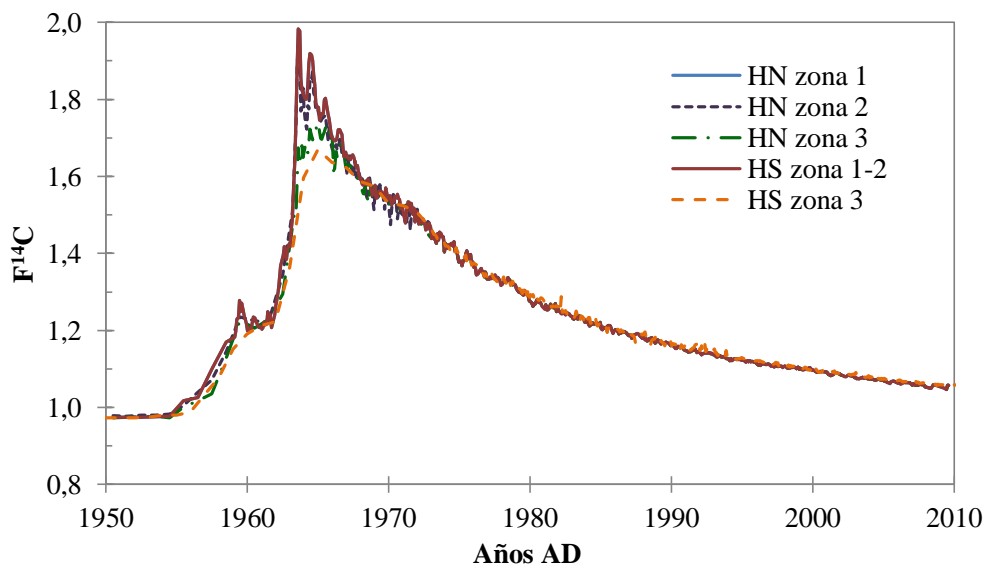


Figura 11: Curvas compuestas (y extendidas) mensuales de ^{14}C atmosférico para las 5 zonas atmosféricas del mundo (Hemisferio Norte: HN zona 1, HN zona 2 y HN zona 3; Hemisferio Sur: HS zona 3 y HS zona 1-2).

FUENTE: Traducido de Hua *et al.* (2013)

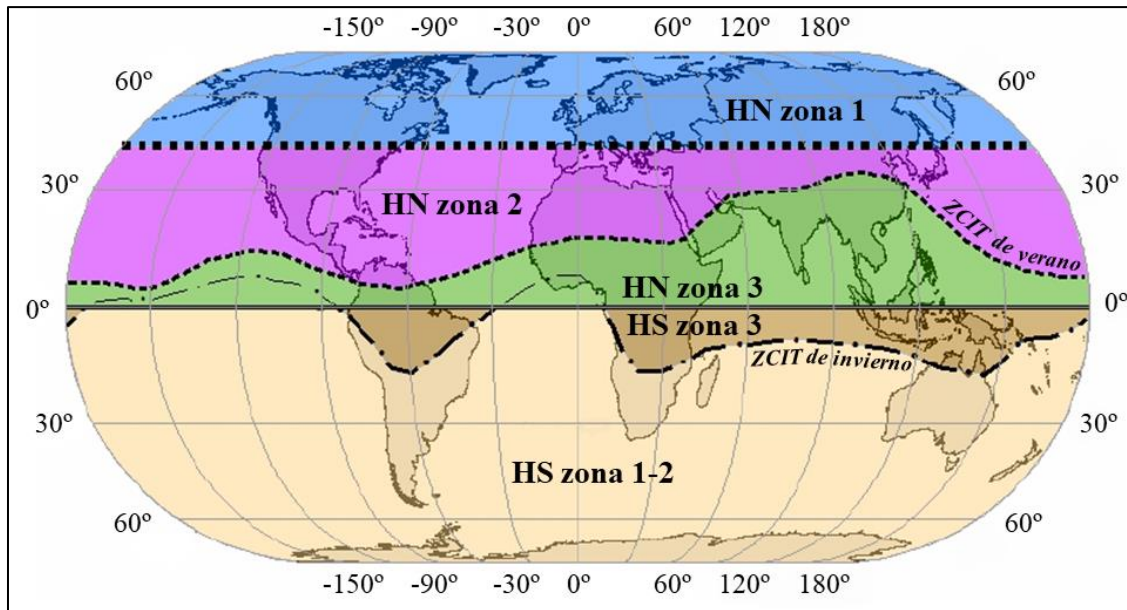


Figura 12: Ubicación de las 5 zonas atmosféricas del mundo.

FUENTE: Traducido de Hua *et al.* (2013)

2.6 USO DE ISÓTOPOS ESTABLES EN LAS CIENCIAS NATURALES

Algunos de los avances más notorios en las ciencias modernas se han realizado en el campo de la geoquímica de isótopos, la cual posee además una historia sorprendentemente corta (McSween *et al.* 2003). Desde mediados del siglo pasado, gracias a los avances en espectrometría de masas, se ha logrado establecer que las variaciones en la composición isotópica de los materiales podían aportar información importante acerca de las principales características de los mismos (Escudé 2013), ya que diferencias muy pequeñas en el comportamiento químico de los diferentes isótopos de un elemento pueden proporcionar una gran cantidad de información útil sobre procesos químicos, tanto geoquímicos como bioquímicos (Albarède 2009).

Los isótopos son el resultado de variaciones en la masa del átomo en cada elemento, cuyo núcleo está formado por protones y neutrones. El número de protones es siempre el mismo, pero el número de neutrones puede variar, lo que resulta en diferentes isótopos del mismo elemento (Bradley 2015). Los isótopos son, entonces, átomos de un elemento dado que presentan en su núcleo el mismo número de protones, pero que difieren en el número de neutrones. En la nomenclatura tradicional, los isótopos se representan como ${}^A_Z E$, donde el superíndice “A” denota el número de masa (suma del número de protones y neutrones en el núcleo) y el subíndice “Z” indica el número atómico del elemento “E” (número de

protones) (McSween *et al.* 2003; McGuire y McDonnell 2007; Sharp 2007; Albarède 2009; Wagner *et al.* 2018). Existen dos tipos fundamentales de isótopos: estables e inestables (radiactivos). Se han encontrado aproximadamente 300 isótopos estables de vida libre en la naturaleza, además de 1200 radioactivos y solo 21 elementos denominados “puros”, es decir que no poseen más de un isótopo (Sulzman 2007; Hoefs 2009).

En particular, los isótopos estables son aquellos que permanecen energéticamente inalterables, sin decaer ni emitir radiación (Sulzman 2007). De esta manera, el estudio de los isótopos estables, como el de los radiactivos que son intrínsecamente inestables, se ha convertido en parte esencial de las ciencias de la tierra en general, pero particularmente de la geoquímica, debido a que esta se refiere al análisis de las variaciones de las composiciones isotópicas de los elementos que surgen de procesos fisicoquímicos en lugar de los nucleares (Evershed *et al.* 2007; White 2013). Tradicionalmente, los principales elementos de interés en la geoquímica de isótopos estables, en los que además en la naturaleza los isótopos livianos son mucho más abundantes que los pesados, eran hidrógeno (H), carbono (C), nitrógeno (N), oxígeno (O) y azufre (S) (Hoefs 2009; Sharp 2007). En las últimas décadas, litio (Li) y boro (B) también se han convertido en “elementos básicos”. En conjunto, estos elementos presentan varias características comunes, entre las que se encuentran (McSween *et al.* 2003; White 2013):

- a. Poseer baja masa atómica, pues los nucleidos con número atómico mayor a 16 generalmente no se fraccionan eficientemente en la naturaleza.
- b. La diferencia de masa relativa entre sus isótopos pesados y ligeros es grande. La mayor diferencia ocurre en el H, cuyo isótopo pesado, el deuterio (^2H , representado por el símbolo D) es el doble que el isótopo ligero, ^1H .
- c. Formar enlaces con átomos vecinos que pueden ser altamente covalentes.
- d. Son abundantes en la naturaleza y constituyen una parte importante de los materiales comunes de la Tierra, como el O que constituye casi el 47% de la corteza en peso y el 92% en volumen.
- e. La abundancia del isótopo menos común varía de unas pocas décimas de porcentaje a un pequeño porcentaje del isótopo más común, lo cual facilita el análisis y significa que la precisión de las mediciones es bastante alta.
- f. Todos son elementos biogénicos y, por lo tanto, pueden fraccionarse mediante procesos biológicos.

Anteriormente, se pensó que los elementos que no cumplían estos criterios no mostrarían variación mensurable en la composición isotópica (Shrap 2017). No obstante, a medida que se han desarrollado nuevos avances analíticos que ofrecen mayor sensibilidad y precisión, se han comenzado a explorar variaciones isotópicas de una gran cantidad de elementos adicionales, incluidos boro (B), cloro (Cl) y silicio (Si), además de los isótopos “no tradicionales” como magnesio (Mg), calcio (Ca), titanio (Ti), cromo (Cr), hierro (Fe), zinc (Zn), litio (Li) y estroncio (Sr) (TRT 1991; Johnson *et al.* 2004).

De esta manera, de forma general las interpretaciones basadas en estudios de los isótopos estables dependen de la capacidad de varios procesos cinéticos y de equilibrio para fraccionar los isótopos ligeros de los pesados (Sulzman 2007). Entonces, al comprender los mecanismos involucrados, podemos medir la abundancia relativa de isótopos ligeros y pesados de un elemento en materiales naturales e interpretar las vías y los entornos en los que han estado involucrados (McSween *et al.* 2003). Sin embargo, las diferencias isotópicas observadas entre estos materiales (p. ej. plantas, animales, suelo) son generalmente muy pequeñas. Es por esto que la composición de isótopos se reporta como la variación relativa (δ) de la proporción del isótopo pesado en relación al liviano, respecto a un estándar aceptado internacionalmente, usando la notación partes por mil (‰) (Sulzman 2007; Gornitz 2009). Por lo general, las muestras con valores positivos de δ son isotópicamente pesadas (es decir, que se encuentran enriquecidas en el isótopo pesado en relación con el estándar) y aquellos con valores negativos son isotópicamente ligeros (McSween *et al.* 2003).

La espectrometría de masas con relación de isótopos estables específicos de los compuestos presentes en los materiales permite, además, que la especificidad molecular y la firma isotópica de estos se utilicen simultáneamente para proporcionar una herramienta poderosa para rastrear, por ejemplo, el origen y el destino de la materia orgánica en los ecosistemas existentes y fósiles (Evershed *et al.* 2007). De esta manera, se ha podido obtener información útil a partir de los estudios isotópicos, cuya exitosa aplicación tiene una base extraordinariamente amplia en la resolución de problemas fundamentales en las ciencias de la tierra, humanas, biológicas y varias subdisciplinas de la química, con nuevas ideas que se siguen desarrollando todo el tiempo (Figura 13) (Shrap 2017). Por ejemplo, el análisis de isótopos estables representa una parte muy importante dentro de la investigación paleoclimática, en estudios que involucran núcleos de hielo, sedimentos marinos y lacustres, espeleotemas, anillos de árboles y turba (Bradley 2015).

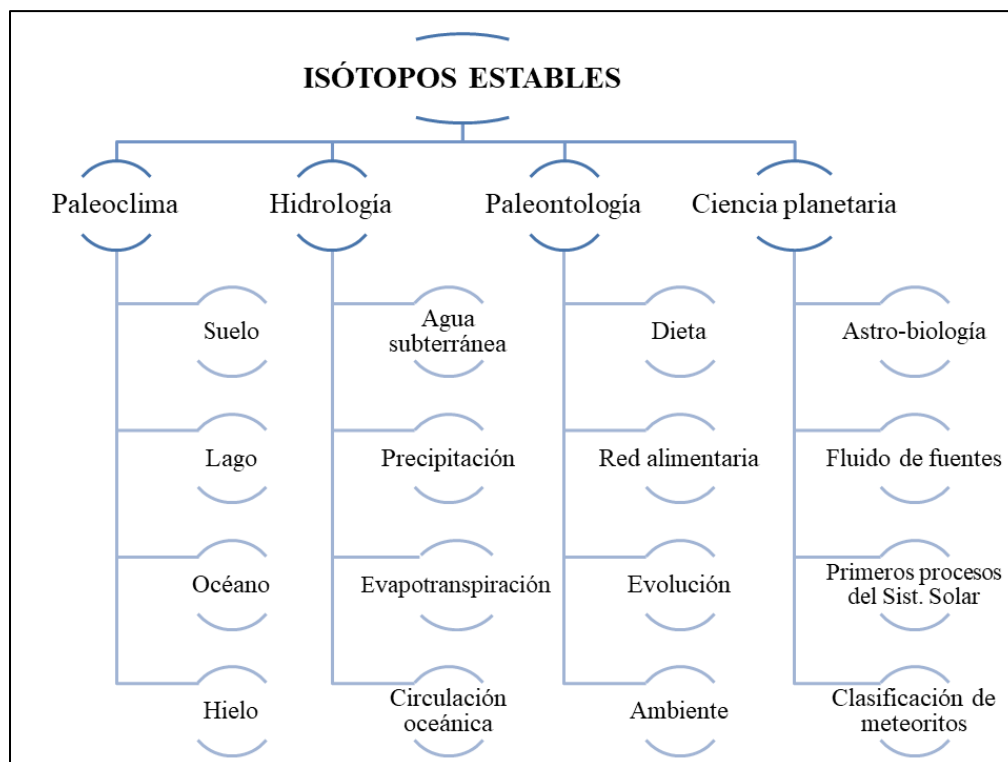


Figura 13: Algunos de los campos en los que se emplean estudios de isótopos estables.

FUENTE: Traducido y adaptado de Sharp (2007)

2.6.1 Carbono (C)

Se encuentra, naturalmente, en una amplia variedad de compuestos en todo el planeta, desde los orgánicos reducidos en la biosfera (CH_4 y materia orgánica) hasta los inorgánicos oxidados (CO_2 y los carbonatos) (Albarède 2009; Sharp 2007). El ^{12}C y el ^{13}C son dos isótopos estables especialmente importantes para la geoquímica, y presentan una abundancia aproximada de 98,89% y 1,11%, respectivamente (Hoefs 2009; Jones 2018). Existe, además, un isótopo radioactivo inestable, ^{14}C , el cual presenta una abundancia natural de 1 parte por millón (Wagner *et al.* 2018).

Las medidas de los isótopos estables de C se expresan como la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, con la denotación $\delta^{13}\text{C}$ (‰), los cuales se comparan con un material de referencia internacional: el carbonato de una belemnita de la formación Pee Dee (PDB por sus siglas en inglés *Pee Dee Belemnite* o VPDB por *Vienna Pee Dee Belemnite*) (Sharp 2007; Hoefs 2009; Wagner *et al.* 2018). Teóricamente, este material tiene un valor de $\delta^{13}\text{C}$ muy próximo a 0‰. En términos generales, cuando se compara $\delta^{13}\text{C}$ entre muestras, aquellos con valores menos negativos (o más positivos) contendrán más ^{13}C que las muestras con $\delta^{13}\text{C}$ más negativos (o menos positivos) (Leavitt 2009).

La reacción central de la geoquímica de isótopos de C es: $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightleftharpoons \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$. De izquierda a derecha, se produce energía oxidativa y es una maqueta de la respiración, que libera CO_2 con un alto $\delta^{13}\text{C}$. Por otro lado, la energía solar es necesaria para activar la reacción no espontánea de derecha a izquierda (fotosíntesis) que libera O y almacena C reducido en $\delta^{13}\text{C}$ en las plantas (Albarède 2009).

Las composiciones isotópicas de C estable se usan ampliamente como representantes geoquímicos para reconstruir los cambios en el ciclo global de este elemento (Figura 14), en el que el C se presenta, principalmente, como: CO_2 atmosférico y acuático, C inorgánico disuelto y total (CID y CIT, respectivamente), C orgánico total, disuelto y particulado (COT, COD y COP, respectivamente) (Wagner *et al.* 2018). Los principales reservorios de C, como la materia orgánica biogénica reducida y los carbonatos oxidados, cubren una amplia gama de firmas isotópicas estables de C de menos de -100% a más de $+10\%$, dependiendo de la fuente de C (Hoefs 2009; Wagner *et al.* 2018). Los depósitos de C más importantes se encuentran en el manto terrestre, en las plantas y en los carbonatos sedimentarios. Las diferentes formas de iones de carbonato disueltos en el océano (H_2CO_3 , HCO_3^- y CO_3^{2-}) y el CO_2 atmosférico son reservorios menores con respecto a los anteriores, pero son, además, particularmente importantes para la humanidad (Albarède 2009). En la Figura 15 se muestran las variaciones en las relaciones de isótopos estables de C ($\delta^{13}\text{C}$) para las fuentes orgánicas e inorgánicas más importantes presentes en el medio ambiente.

Las diferencias en la composición de isótopos de C orgánico están controladas por vías biosintéticas complejas, que incluyen el fraccionamiento durante la producción de biomasa en la biosfera marina y terrestre (Wagner *et al.* 2018). Los mayores fraccionamientos isotópicos de C se dan durante la producción inicial de la materia orgánica por los productores primarios (autótrofos), entre los que se incluyen a todas las plantas, mediante uno de los procesos biológicos más importantes del mundo: la fotosíntesis (Jancsó 2011). Los principales pasos de discriminación de isótopos durante la fijación biológica de C son la absorción y difusión intracelular de CO_2 , y la biosíntesis de componentes celulares (Marshall *et al.* 2007), representados por: $\text{CO}_{2(\text{externo})} \rightleftharpoons \text{CO}_{2(\text{interno})} \Rightarrow \text{molécula orgánica}$. En este esquema simplificado, se observa que el proceso de difusión es reversible, mientras que la fijación enzimática de C no lo es; y en ambos pasos se deduce que el fraccionamiento isotópico depende de la presión parcial de CO_2 (Hoefs 2009).

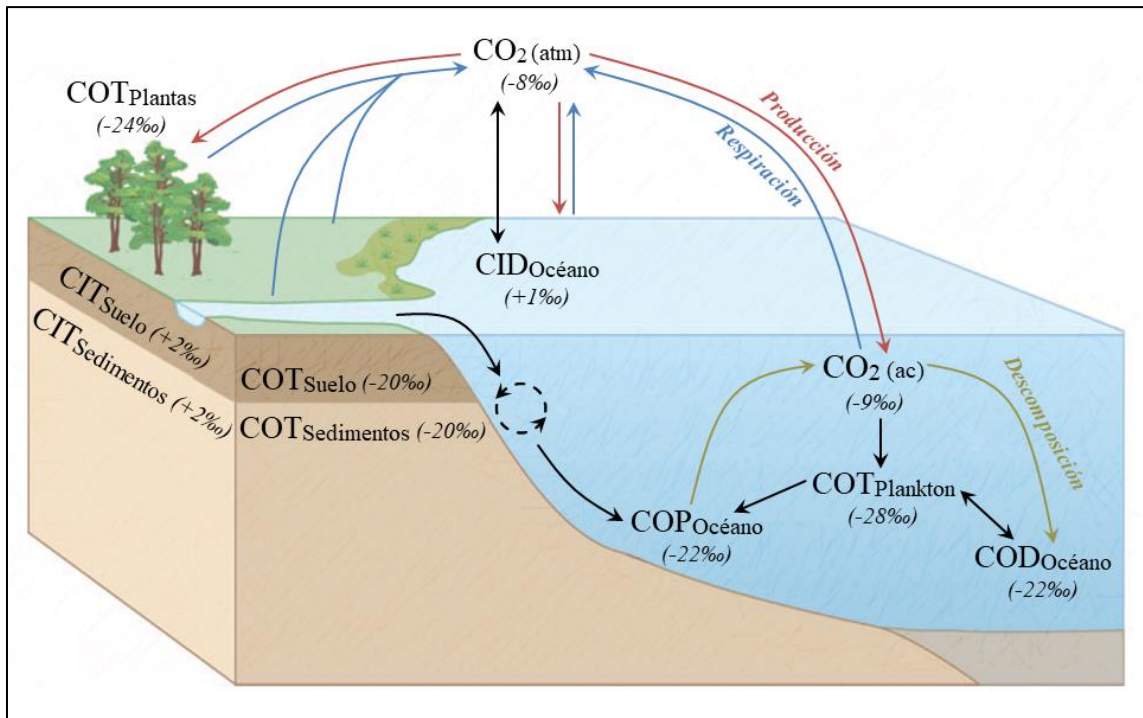


Figura 14: Dinámica general del ciclo del C con valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) expresados entre paréntesis y cursivas.

FUENTE: Basado en información extraída de Wagner *et al.* (2018)

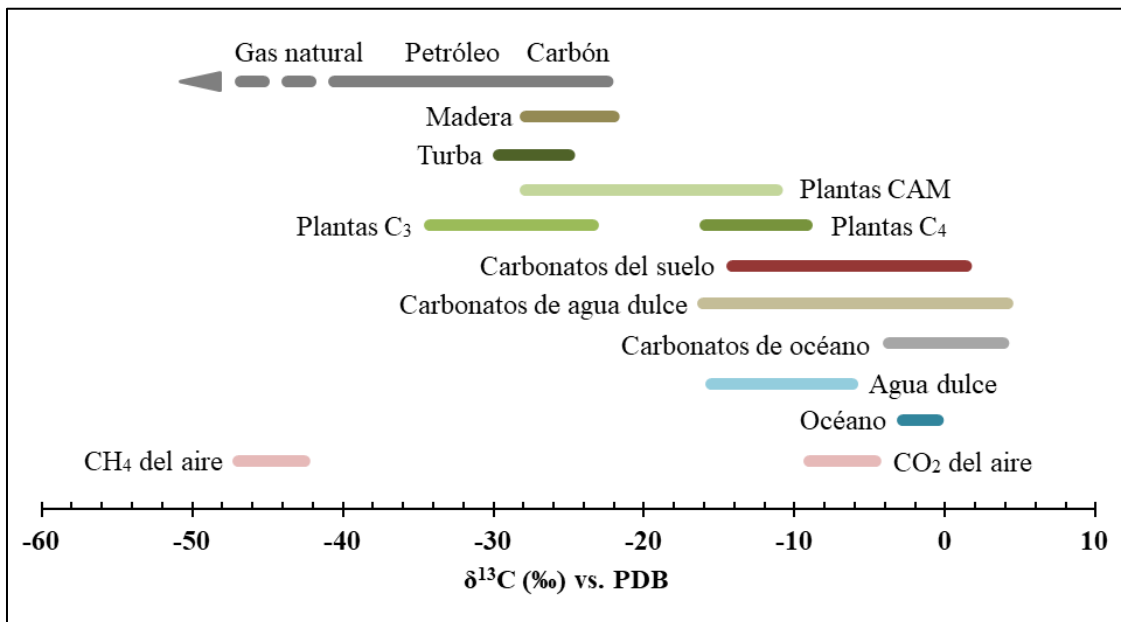


Figura 15: Composición típica de la relación de isótopos estables de C ($\delta^{13}\text{C}$) de materiales naturales.

FUENTE: Basado en datos extraídos de Leavitt (2009), Hoefs (2009) y Wagner *et al.* (2018)

Entonces, con una cantidad ilimitada de CO_2 disponible para la planta, el fraccionamiento determinará la diferencia isotópica entre la fuente de C inorgánico y el bioproducto final. En estas condiciones, los fraccionamientos de ^{13}C pueden variar de -17 a -40% (O'Leary 1981). Por otro lado, cuando la concentración de CO_2 es el factor limitante, su difusión en la planta es el paso lento en la reacción y disminuye el fraccionamiento de isótopos de C de la planta (Hoefs 2009). Isotópicamente, las plantas contienen menos ^{13}C que el CO_2 atmosférico del que dependen para la fotosíntesis, debido a procesos enzimáticos y físicos que favorecen al isótopo de C más ligero, el ^{12}C . Esta discriminación varía entre las plantas, según la vía fotosintética que sigan: el ciclo de Calvin (en tipo C_3), el ciclo de Hatch-Slack (en tipo C_4) y las rutas fotosintéticas del metabolismo del ácido crasuláceo (en CAM) (Marshall *et al.* 2007; Hoefs 2009; Leavitt 2009).

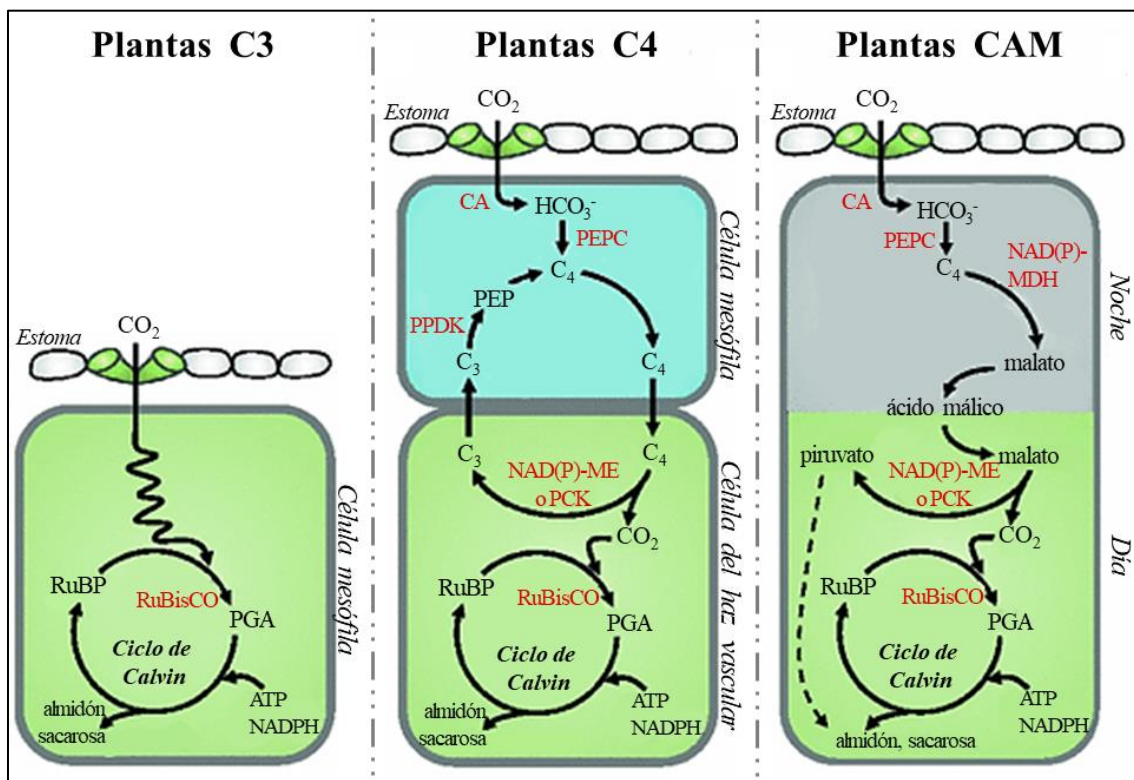


Figura 16: Proceso de fotosíntesis de plantas tipo C_3 , C_4 y CAM.

FUENTE: Basado en información extraída de Hoefs (2009), Marshall *et al.* (2007), White (2013), Bathellier *et al.* (2017), Wagner *et al.* (2018)

Las plantas terrestres realizan la fijación fotosintética del CO₂ atmosférico, mediante su difusión en la capa límite que rodea la hoja, a través de los estomas, luego se disuelve en el agua de las hojas y entra en la capa externa de las células fotosintéticas, denominadas mesófilas (White 2013; Sharp 2007). Un proceso importante aquí, en términos de química de isótopos estables, es la carboxilación, en la cual la enzima ribulosa bisfosfato carboxilasa-oxigenasa (RuBisCO) convierte directamente el CO₂ del mesófilo en una molécula de seis átomos de C que luego se divide en dos moléculas de fosfoglicerato (PGA), cada una con tres C (Hoefs 2009). Esta enzima se encarga de discriminar en contra el ¹³C, con un δ aproximado de 29‰ (Marshall *et al.* 2007). La mayoría de los PGA se reciclan para producir ribulosa bisfosfato (RuBP), pero algunos se usan para producir carbohidratos (Johnson *et al.* 2004; White 2013).

Las plantas tipo C₃, que utilizan esta vía fotosintética (Figura 16), constituyen alrededor del 90% del total de la vegetación del planeta (Leavitt 2009), dentro de las que se incluyen algas y bacterias autótrofas, y comprenden la mayoría de árboles, arbustos, hierbas e importantes cultivos como el arroz, la papa, el trigo, la cebada y las legumbres (White 2013). Los valores de δ¹³C para las plantas C₃ se encuentran entre -34 a -23‰ (Figura 15), con un promedio de -27 a -26‰ (Meyers y Lallier-Vergès 1999; Leavitt 2009; Sharp 2007; Wagner *et al.* 2018). Las variaciones sobre estos valores de discriminación fotosintética se deben, principalmente, a cambios en el cierre del estoma causado por las alteraciones en los factores ambientales, lo que limita el suministro difusivo de CO₂ a RuBisCO y a su demanda enzimática de CO₂ (Marshall *et al.* 2007; Bathellier *et al.* 2017).

Las plantas C₄, por otro lado, incorporan CO₂ mediante la carboxilación de fosfoenolpiruvato (PEP), a través de la enzima PEP carboxilasa (PEPC), para formar oxaloacetato (C₄H₄O₅) y luego malato (C₄H₆O₅), el cual se transporta desde la capa externa de las células mesofílicas a la capa interna de las células del haz vascular, y se descarboxila a piruvato (C₃H₄O₃), liberando CO₂, que se acumula en altas concentraciones (Hoefs 2009; Marshall *et al.* 2007). Este CO₂ liberado se vuelve a fijar por RuBisCO, la misma enzima utilizada por la vía C₃ (Figura 16) (White 2013), proceso que tiene una discriminación de aproximadamente -6‰ para la fijación inicial de CO₂ (Marshall *et al.* 2007). Por lo tanto, en las plantas C₄ (entre las cuales se incluyen maíz, caña de azúcar y pastos tropicales) los valores de δ¹³C se

encuentran en el rango de -16 a -9‰ (Figura 15), con un promedio de -14 a -12‰ (Meyers y Lallier-Vergès 1999; Leavitt 2009; Sharp 2007; Wagner *et al.* 2018). Estos bajos valores se deben al mecanismo de concentración de CO_2 que involucra a la PEPC, y las variaciones se presentan debido a la proporción de CO_2 que se escapa del haz vascular a las células mesofílicas (Bathellier *et al.* 2017).

En un tercer tipo de plantas, ocurre una transformación única denominada metabolismo del ácido crasuláceo (CAM). Estas plantas dependen de las mismas enzimas carboxilantes que las tipo C_4 y en la misma secuencia, pero dividen las actividades enzimáticas entre la noche y el día (O’Leary 1981; Bathellier *et al.* 2017). Las estomas se abren para que el CO_2 sea fijado en el oxaloacetato mediante la PEPC por la noche, para luego convertirse en malato o algún otro ácido orgánico, el cual será almacenado en las vacuolas de las hojas y tallos voluminosos hasta el día siguiente. Cuando sale el sol, los ácidos orgánicos se salen de las vacuolas y liberan CO_2 , que es fijado por la enzima RuBisCO (Figura 16) (Marshall *et al.* 2007; Sharp 2007). Generalmente, las plantas CAM (como la piña) son suculentas adaptadas a ambientes cálidos y áridos, y tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ intermedios entre las plantas tipo C_3 y C_4 (White 2013; Bathellier *et al.* 2017), entre -27 y -11‰ (Figura 15). Algunas especies utilizan la vía CAM facultativamente, realizando fotosíntesis C_3 cuando las condiciones son favorables, cambiando a la secuencia CAM cuando ocurre la sequía (Marshall *et al.* 2007).

Por lo tanto, la composición isotópica de C se puede utilizar para distinguir entre fuentes vegetales marinas y continentales, además de para identificar materia orgánica de diferentes tipos de plantas terrestres (C_3 , C_4 o CAM) al determinar su dinámica prevalente de asimilación fotosintética de C (Meyers 2009; Bathellier *et al.* 2017).

2.6.2 Hidrógeno (H)

Está presente en gran parte de la hidrosfera, como los océanos, casquetes polares y agua subterránea (Albarède 2009) y es muy importante para la vida en la Tierra, pues esta depende, en gran medida, de este elemento en forma de agua líquida e H orgánico. También juega un papel importante como componente químico en los combustibles fósiles, especialmente en el gas natural y el petróleo (Brophy y Schimmelmann 2018). El H natural es una mezcla de dos isótopos estables, protio

(^1H) y deuterio (^2H), y un isótopo radiactivo, tritio (^3H). El protio no tiene neutrones en su núcleo y es la forma más común de H, con una abundancia isotópica de aproximadamente 99,98% del H presente en el planeta. El deuterio, abreviado tradicionalmente como D, contiene un protón y un neutrón en el núcleo, y conforma el 0,02% del H total (Hoefs 2009; Bradley 2015; Schimmelmann y Sauer 2018)

El estudio isotópico del H es particularmente interesante, debido a que:

- Es el elemento más ligero y abundante del universo. En ambientes terrestres, ocurren en diferentes estados de oxidación, presentándose predominantemente como H_2O , H_3O^+ , OH^- , H_2 y CH_4 ; por lo que se prevé que este elemento desempeñe un papel importante, directa o indirectamente, en una amplia variedad de procesos geológicos naturales (Hoefs 2009).
- Presenta la mayor diferencia de masa relativa (casi el 100%) entre sus dos isótopos estables, ^1H y D, superior a la de cualquier otro elemento, afectando intensamente la fuerza de los enlaces químicos y promoviendo considerables efectos isotópicos (Schimmelmann y Sauer 2018).
- Además, debido a que el H es el elemento químico más ubicuo, sus isótopos estables son importantes para una amplia gama de campos científicos, como la arqueología, geoquímica, medicina de diagnóstico, ecología, hidrología, paleoclimatología, entre otros (Brophy y Schimmelmann 2018).

La relación de isótopos estables de H ($\text{D}/^1\text{H}$ o D/H) se expresa tradicionalmente en términos de valores de δD (‰) (Schimmelmann y Sauer 2018). Actualmente, todos los análisis de isótopos estables de H se informan en relación al agua oceánica media estándar (SMOW, por sus siglas en inglés *standard mean ocean water* o VSMOW por *Vienna standard mean ocean water*), un material de referencia geoquímico lógico, ya que el océano es, por mucho, el mayor reservorio de agua del planeta (Albarède 2009). Por definición, el valor de δD de SMOW es igual a 0‰. Este material tiene, además, una relación D/H más alta que las de la mayoría de los otros materiales terrestres, por lo que gran parte de los valores de δD de los materiales naturales en nuestro planeta son negativos en esta escala (Sharp 2007).

Dentro de los depósitos importantes de este elemento, se tiene que todas las rocas en el planeta (como las sedimentarias, ígneas y metamórficas) tienen composiciones

isotópicas similares (Figura 17), lo cual es un rasgo característico del H que lo diferencia de los demás elementos. Esta superposición en los valores de δD se debe, probablemente, a las enormes cantidades de H_2O que se han ciclado a través de la capa exterior de la Tierra a lo largo del tiempo (Hoefs 2009). Los valores típicos de δD para las coberturas de hielo de las regiones polares oscilan entre -450 y -300% . El cambio de temperatura (además de la circulación atmosférica, la cantidad de insolación, entre otros) afecta el contenido de D de los casquetes polares, por lo que la composición isotópica δD del hielo puede proporcionar estimaciones de los ciclos climáticos históricos, como los plazos para los períodos interglaciares y glaciares (Lécuyer *et al.* 1998).

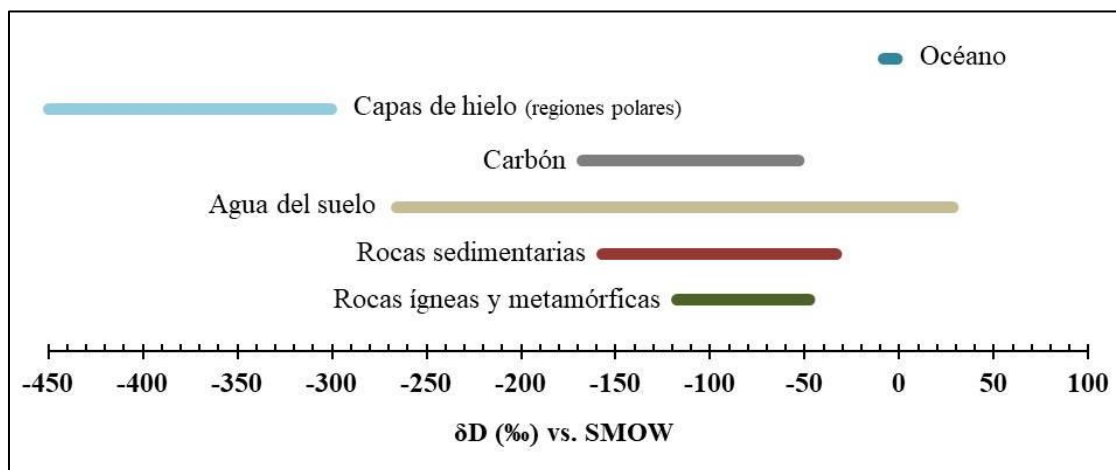


Figura 17: Rangos de las composiciones de isótopos estables de H (δD) de algunos reservorios importantes en la naturaleza.

FUENTE: Basado en datos extraídos de Smith (1983), Lécuyer *et al.* (1998) y Hoefs (2009)

Los procesos más efectivos en la generación de variaciones de isótopos de H en el entorno terrestre son las transiciones entre las fases físicas del agua (gaseosa, líquida y sólida) que ocurren en la atmósfera, en la superficie de la Tierra y en la parte superior parte de la corteza (McGuire y McDonnell 2007; Hoefs 2009). Los isótopos de H se fraccionan de manera muy significativa entre el vapor y el líquido (evaporación y/o precipitación), además, aunque en menor grado, de entre el vapor y el hielo (cristalización y/o sublimación) en las condiciones de temperatura que prevalecen en la superficie de la Tierra, lo que hace que los valores de δD sean trazadores universalmente empleados del ciclo hidrológico (Albarède 2009). Así, por

ejemplo, se tiene que las aguas subterráneas en los continentes son mayormente “precipitación fósil” que refleja el carácter isotópico de la lluvia regional al momento de su recarga. Entonces, en la mayoría de las zonas templadas donde la precipitación es suficiente para soportar ríos perennes, los valores de δD del agua de estos reflejan los del agua subterránea local (Schimmelmann y Sauer 2018)

Las formas isotópicas pesadas de agua (es decir, las que contienen ^{18}O o D) requerirán mayor energía para romper los enlaces de H, en comparación al agua que contiene isótopos más ligeros y, en consecuencia, reaccionarán más lentamente. De esta manera, las moléculas “ligeras” de agua se separarán más fácilmente de un cuerpo de agua que las moléculas “pesadas”, y se dirigirán a la atmósfera (McSween *et al.* 2013). Es por esto que el vapor de agua tiende a contener isótopos más ligeros. Así, a medida que el este se condensa de las nubes para formar la precipitación, las formas isotópicas pesadas pasarán referencialmente a la fase líquida, que se enriquecerá en el isótopo pesado (D) en comparación con el vapor de agua residual (McGuire y McDonnell 2007). Por lo tanto, las masas de aire húmedo pierden agua enriquecida en D, como la lluvia o la nieve. La última precipitación de masas de aire relativamente secas en climas más fríos y a elevadas altitudes es fuertemente pobre en D. En consecuencia, el patrón isotópico de la precipitación promedio anual muestra lluvia enriquecida en D en las zonas costeras, cerca de océanos cálidos, para luego dar paso a una tendencia hacia el agotamiento de D que aumenta a mayor altitud (Figura 19) (Schimmelmann y Sauer 2018).

2.6.3 Oxígeno (O)

Es el tercer elemento químico más abundante en el universo y el primero en nuestro planeta. Es, además, uno de los elementos más interesantes para la geoquímica isotópica, pues se presenta en compuestos gaseosos, líquidos y sólidos, la mayoría de los cuales son térmicamente inalterables en grandes rangos de temperatura (Yurimoto 2018). En la naturaleza, el O tiene como isótopos estables a ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O , con una abundancia de 99,76%, 0,04% y 0,20%, respectivamente (Albarède 2009; Hoefs 2009; Delaygue 2009).

Debido a la mayor diferencia de masa entre isótopos, la relación $^{18}O/^{16}O$ es la que comúnmente se determina para estudios geoquímicos (Delaygue 2009; Hoefs 2009)

y se representa como $\delta^{18}\text{O}$ (‰). Para el informe de estos valores se utilizan dos escalas diferentes que tienen como material de referencia a SMOW (como para δD) y a PDB (como para $\delta^{13}\text{C}$) (Sharp 2007; Hoefs 2009). El más utilizado es el SMOW y, por definición, tiene un valor de $\delta^{18}\text{O}$ igual a 0‰, pero se tienen pequeñas variaciones en el agua de mar ($\pm 1\text{‰}$) que se correlacionan con los cambios de salinidad asociados a la evaporación o precipitación, además de la mezcla con agua meteórica (Yurimoto 2018). Por otro lado, el uso de PDB se emplea, restringidamente, en estudios de carbonatos originados a baja temperatura (oceánicos, lacustres o edafogénicos) (Hoefs 2009), y su valor de $\delta^{18}\text{O}$ es aproximadamente 30‰ más pesado que el de SMOW (Sharp 2007). Todos los demás análisis de isótopos de O (aguas, silicatos, fosfatos, sulfatos, carbonatos a alta temperatura) se dan en relación a SMOW (Hoefs 2009).

La Figura 18 muestra las variaciones de los valores de las relaciones de isótopos estables de O ($\delta^{18}\text{O}$) de algunos reservorios importantes presentes en el medio ambiente. El valor terrestre medio de $\delta^{18}\text{O}$ es registrado por las rocas del manto, que son el mayor reservorio de O en la Tierra, se infiere en $5,5 \pm 0,5\text{‰}$ (Albarède 2009). En comparación con el basalto (roca ígnea extrusiva), el granito (roca ígnea intrusiva) muestra una gran variación de $\delta^{18}\text{O}$ debido a un mayor potencial de alteraciones hidrotermales y contaminaciones de la corteza. Por otro lado, las composiciones isotópicas de O de las rocas metamórficas reflejan la interacción fluido-roca durante su proceso de formación (metamorfismo). Así, el $\delta^{18}\text{O}$ de estas rocas se distribuye sobre los valores del granito y las sedimentarias (Yurimoto 2018).

El conocimiento del fraccionamiento de isótopos de O entre agua líquida y vapor de agua, durante la evaporación y condensación, es esencial para la interpretación de la composición isotópica de diferentes tipos de agua (Hoefs 2009). En equilibrio, el $\delta^{18}\text{O}$ en la fase condensada (es decir, líquida o sólida) es mayor en aproximadamente 10‰ en comparación con la fase de vapor (Delaygue 2009). Dentro del ciclo hidrológico, el agua se fracciona y cambia su composición isotópica, principalmente, en la atmósfera durante la transición del vapor del océano al continente, entre latitudes bajas y altas, o de elevaciones bajas a altas, como consecuencia de las sucesivas etapas de condensación–evaporación (Jung *et al.* 2020).

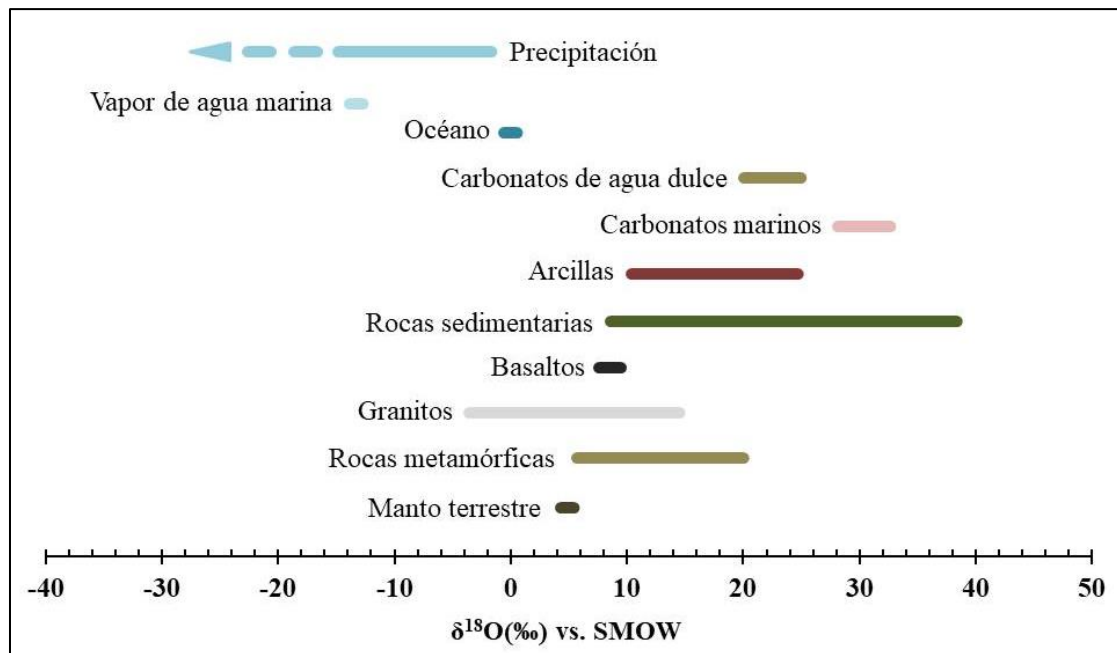


Figura 18: Rangos de los valores de la relación de isótopos estables de O ($\delta^{18}\text{O}$) de algunos reservorios naturales.

FUENTE: Basado en datos extraídos de Albarède (2009), Delaygue (2009), Hoefs (2009) y Yurimoto (2018)

De esta manera, las moléculas de H_2O que contengan isótopos más ligeros (como se explicó para los isótopos de H), escapan preferentemente de la superficie del líquido hacia la fase de vapor (evaporación), mientras que el agua isotópicamente más pesada se concentrará en la fase más condensada, resultando un vapor residual progresivamente empobrecido en ^{18}O (Sharp 2007). Por lo tanto, las precipitaciones posteriores se agotarán en isótopos pesados en comparación con las anteriores que se originan del mismo vapor de agua atmosférico (Figura 19) (McGuire y McDonnell 2007). Además, dado que la composición isotópica del agua varía entre los componentes del ciclo hidrológico, su medición permite identificar la fuente de las masas de agua y determinar sus interrelaciones (Jung *et al.* 2020).

Existen una serie de parámetros que controlan la composición de isótopos de O del agua, y también de los de H. Los gradientes isotópicos ocurren durante largos períodos de tiempo, entre estaciones e incluso dentro de una sola tormenta, debido a las variaciones en (Sharp 2007; Delaygue 2009):

- Temperatura de la superficie: efecto de temperatura, pues cuando una masa de aire llega a un área ubicada a elevaciones altas o tierra adentro,

generalmente se ha vuelto significativamente más fría y no puede retener tanta agua como la que tenía en altitudes más bajas o cerca del océano. Por lo tanto, la temperatura es un factor control, principalmente, porque determina la cantidad de agua que pierde una masa de aire dada.

- Cantidad de precipitación: efecto de cantidad, que consiste en una correlación negativa entre los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ y la cantidad de precipitación mensual en las regiones tropicales.
- Distancia a la costa: efecto de continentalidad, que hace que el agua de precipitación se vuelva isotópicamente más ligera a medida que las masas de aire que le dan origen se alejen de sus fuentes, debido a que ha experimentado más ciclos de precipitación.
- Elevación: efecto de altitud, que determina que la composición isotópica del agua se vuelva más ligera a mayor elevación.

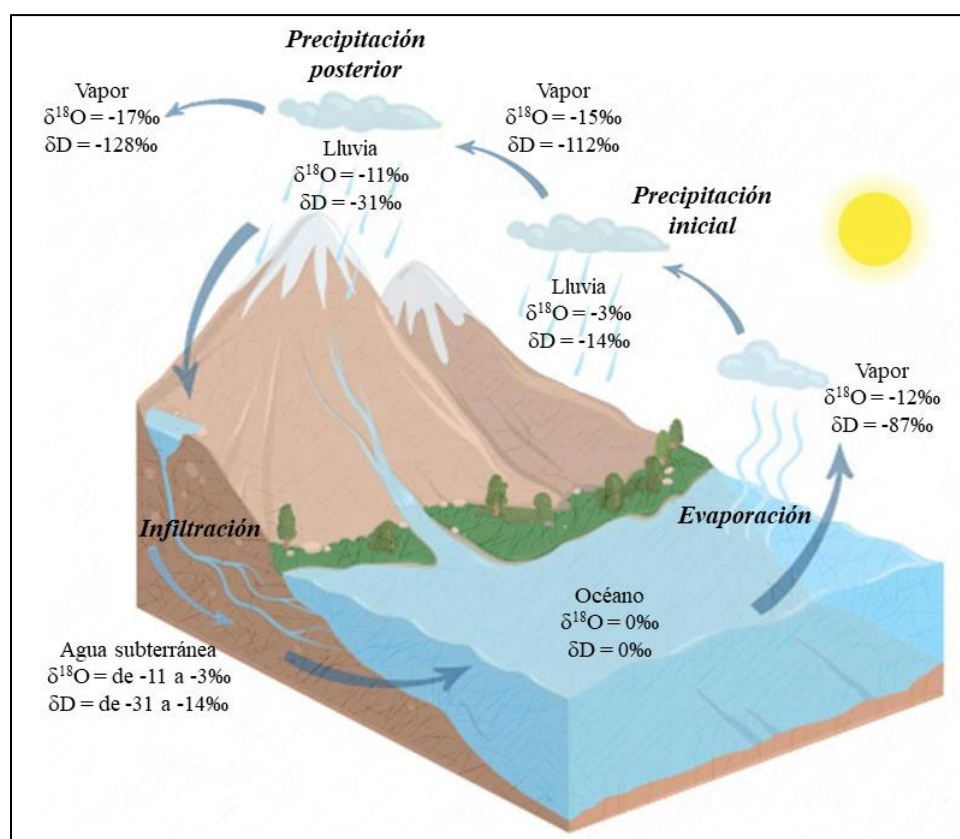


Figura 19: Diagrama de cambio de composición isotópica del agua (δD y $\delta^{18}\text{O}$) durante el ciclo hidrológico.

FUENTE: Basado en datos extraídos de McGuire y McDonnell (2007), Sharp (2007) y Jung *et al.* (2020)

Por otro lado, las composiciones isotópicas de O de minerales autígenicos en rocas sedimentarias (carbonato, fosfato, sílice) reflejan el fraccionamiento de isótopos entre el mineral y el agua que las originó (Yurimoto 2018), proceso controlado esencialmente por la temperatura. Por lo tanto, representan valiosos archivos potenciales de información sobre climas y ambientes pasados en los que se formaron (Delaygue 2009; Schimmelmann y Sauer 2018).

2.6.4 Nitrógeno (N)

Es el quinto elemento más abundante en el sistema solar (Cartigny 2018), además de ser un componente fundamental para la vida terrestre, ya que es parte esencial de las proteínas, enzimas y otros compuestos clave, como el ADN (White 2013; Denk *et al.* 2017). La forma más abundante de N se encuentra en la atmósfera, y es el gas N₂, cuyo reservorio es mayor que la cantidad total de N contenida en las plantas, los animales y el océano (Sharp 2007; Hoefs 2009; Sachs 2009; Palta y Hartnett 2018). Así, la fuente principal de N a la hidrosfera es de origen atmosférico, siendo ciclado masivamente por la actividad biológica, particularmente por los productores primarios (como fitoplancton y cianobacterias) (Cartigny 2018). Existen cantidades aproximadamente iguales de N alojado en la materia orgánica de las plantas, el suelo y el océano; y aunque es poco abundante, este N orgánico es de gran importancia, pues casi todo el fraccionamiento isotópico de este elemento ocurre por procesos metabólicos (Sharp 2007).

El N tiene dos isótopos estables, ¹⁴N y ¹⁵N, con una abundancia natural de 99,63% y 0,37%, respectivamente (Albarède 2009; Hoefs 2009; Sachs 2009; Cartigny y Busigny 2018). Se han identificado, además, catorce isótopos radiactivos, pero sus vidas medias son tan cortas (menos de 10 minutos) que no resultan útiles para la geoquímica. Sin embargo, entre ellos destaca el ¹³N, que se utiliza en estudios médicos para tomografías por emisión de positrones (Cartigny 2018). Junto con los del C, los isótopos estables del N representan uno de los trazadores más ampliamente aplicados en la geoquímica de isótopos y se utilizan principalmente en las investigaciones sobre paleoambiente, formación y evolución del suelo, y arqueología (Cartigny y Busigny 2018).

La relación de isótopos estables de N se expresan como la relación ¹⁴N/¹⁵N, utilizando la denotación de δ¹⁵N (‰). El estándar de referencia para los análisis

isotópicos es el N atmosférico (N_2), denominado AIR, cuyo valor de $\delta^{15}N$ es casi constante en todas partes en la Tierra, y está definido como 0‰ (Sharp 2007; Albarède 2009; Hoefs 2009; Sachs 2009; Cartigny y Busigny 2018). Los valores de $\delta^{15}N$ de un compuesto dependen, en gran medida, de sus procesos biológicos de producción, pues cada proceso tiene una preferencia individual por alguno de los isótopos estables (efecto isotópico) (Denk *et al.* 2017). El fraccionamiento isotópico de este elemento está dominado por N en diferentes estados de oxidación y en formas gaseosas, disueltas y sólidas: N_2 , amoníaco (NH_3), óxido nítrico (NO), dióxido de nitrógeno (NO_2), nitrato (NO_3^-), nitrito (NO_2^-) y amonio (NH_4^+) (White 2013; Denk *et al.* 2017). La variación de la relación de los isótopos estables de N observada en la biósfera puede ser explicada por la cinética de su fraccionamiento en las importantes reacciones bioquímicas que se dan durante el ciclo del N, que implica en gran medida la conversión de N entre varias formas inorgánicas y orgánicas, y que además generalmente se divide en fijación de N, mineralización, nitrificación y desnitrificación (Figura 20) (Johnson 2004; Hoefs 2009; Palta y Hartnett 2018).

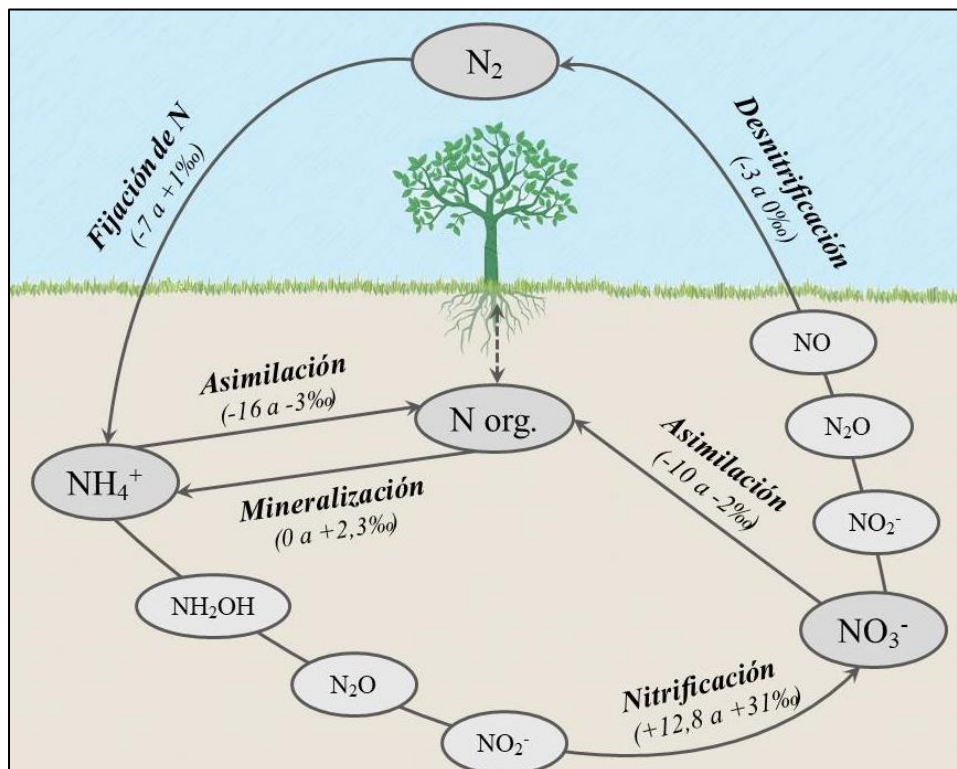


Figura 20: Diagrama simplificado del ciclo terrestre del nitrógeno con los valores de $\delta^{15}N$ de cada proceso.

FUENTE: Basado en datos extraídos de Sharp (2007), Hoefs (2009), Denk *et al.* (2017), Cartigny y Busigny (2018) y Palta y Hartnett (2018)

La fijación de N, un proceso fundamental en el ciclo de este elemento, se refiere a la conversión de la forma más abundante y menos reactiva de N (N_2 atmosférico) a N biodisponible para los sistemas continentales y acuáticos (NH_4^+) llevada a cabo por microorganismos fijadores (Hoefs 2009; Denk *et al.* 2017; Palta y Hartnett 2018). La mayoría de las plantas terrestres dependen de bacterias simbióticas para realizar este proceso; sin embargo, otros organismos, como las algas marinas, pueden utilizar N oxidado (NO_3^- y NO_2^-), o directamente N_2 , como las algas verde-azuladas y las leguminosas (White 2013). La fijación comúnmente produce materiales orgánicos con valores de $\delta^{15}N$ cercanos a 0 que varían, en promedio, de -3 a $+1\%$ (Hoefs 2009).

Una vez fijado, el N se transforma en biomasa microbiana o vegetal (asimilación), y finalmente termina formando parte de la materia orgánica del suelo. El proceso inverso se denomina mineralización, durante el cual las moléculas complejas de materia orgánica se degradan en compuestos de N orgánico monomérico (despolimerización) y NH_4^+ inorgánico (Sharp 2007; Denk *et al.* 2017). Además, ocurre la nitrificación, que es un proceso de oxidación microbiana de múltiples pasos, en el que NO_3^- no es el único producto (Hoefs 2009), pues NH_4^+ primero se oxida a NO_2^- a través de la hidroxilamina intermedia (NH_2OH), para finalmente oxidarse a NO_3^- (Sharp 2007; Denk *et al.* 2017) por medio de las bacterias del género *Nitrobacter* (Palta y Hartnett 2018).

Finalmente, en la desnitrificación, las bacterias anaerobias y aeróbicas utilizan como aceptor de electrones alternativo a NO_3^- en lugar de O_2 , y lo reducen gradualmente a través de NO_2^- , NO_2 , y finalmente a N_2 (Denk *et al.* 2017). Este proceso acompaña a la degradación de la materia orgánica y ocurre en mayor proporción en capas más profundas, de suelos y océanos, donde la concentración de O_2 es baja. Este es un proceso de importancia significativa, pues sin él, el N_2 atmosférico se agotaría en aproximadamente 100 millones de años (Sharp 2007).

Las plantas fijadoras de N tienen valores de $\delta^{15}N$ cercanos a 0% , de -2 a $+4\%$, especialmente cuando crecen en suelos pobres en NO_3^- , ya que en esta circunstancia su única fuente de N es el N_2 (Meyers y Lallier-Vergès 1999; Sharp 2007). Contrariamente, las plantas que no pueden fijar N_2 y en su lugar incorporan N por asimilación de NO_3^- o NH_4^+ del suelo, tienen valores de $\delta^{15}N$ de $+6$ a $+13\%$ (White

2013). Es por esto que los valores de $\delta^{15}\text{N}$ de las especies vegetales dependen en gran medida de los suelos en los que se desarrollan, por lo que para predecir el $\delta^{15}\text{N}$ de las plantas es necesario conocer los valores del suelo, cuyo rango general varía entre -10 y $+15\text{‰}$, además de sus mecanismos de absorción (Sharp 2007).

En los animales, los valores de $\delta^{15}\text{N}$ están relacionados con su dieta, pues son generalmente más pesados que los alimentos que ingieren (productores primarios) y además aumentan en aproximadamente 3 o 4‰ para cada nivel trófico sucesivo (consumidores primarios, secundarios y terciarios). Por lo tanto, las relaciones estables de isótopos de N son una herramienta ecológica importante para identificar la posición trófica de los organismos marinos y continentales, y para reconstruir sus preferencias dietéticas (Cartigny y Busigny 2018; Sharp 2007). Por otro lado, el rango de valores de la turba y el carbón es de aproximadamente -1 a $+3\text{‰}$, mientras que el petróleo y el gas natural generalmente presentan valores de $+1$ a $+7\text{‰}$, y de -10 a $+14\text{‰}$, respectivamente (Sharp 2007).

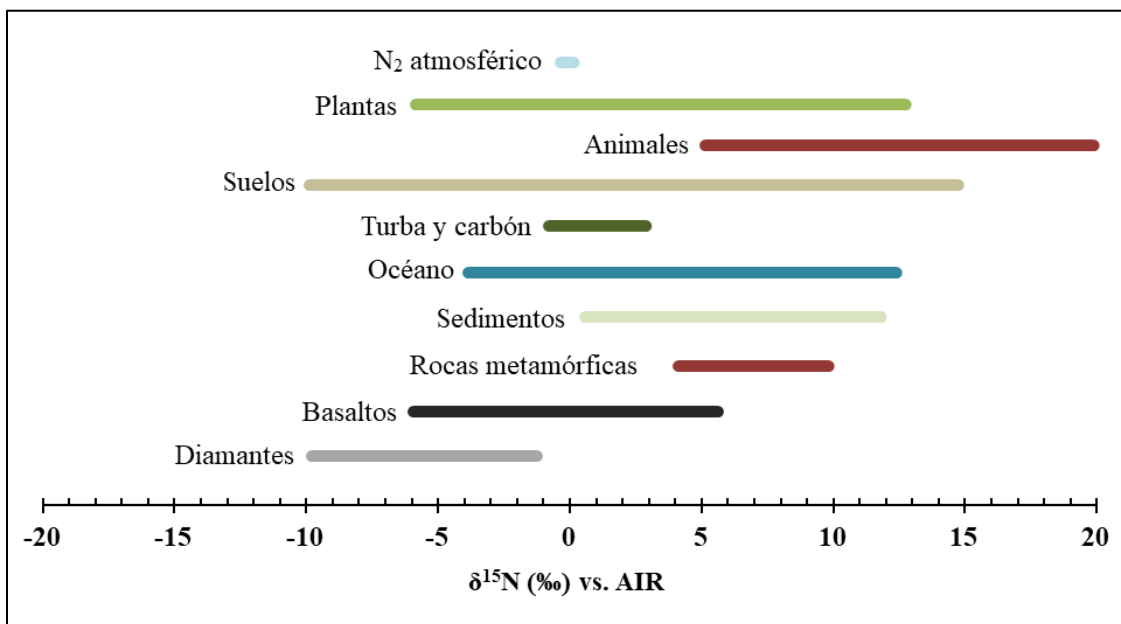


Figura 21: Rangos de las composiciones de isótopos estables de N ($\delta^{15}\text{N}$) de algunos reservorios importantes en la naturaleza.

FUENTE: Basado en datos extraídos de Sharp (2007), Hoefs (2009) y Cartigny y Busigny (2018)

2.6.5 Relación C/N como fuente de origen de la materia orgánica sedimentaria

El origen de la materia orgánica sedimentaria procedente de fuentes acuáticas y no terrestres se puede distinguir por las características de la relación carbono-nitrógeno (C/N) de algas y plantas vasculares. En términos generales, se ha determinado que el fitoplancton tiene bajas relaciones C/N (comúnmente entre 4 y 10) mientras que las plantas vasculares terrestres, ricas en celulosa y pobres en proteínas, tienen relaciones C/N de 20 a más (Meyers y Lallier-Vergès 1999). Los lagos para los cuales la contribución de materia orgánica de plantas vasculares es pequeña en relación con la producción de columna de agua, tienen menores relaciones C/N en sus sedimentos que los lagos que reciben cantidades importantes de desechos vegetales vasculares (Moreira-Turcq *et al.* 2013).

La degradación parcial de la materia orgánica durante la diagénesis temprana puede modificar las composiciones elementales y, por lo tanto, las relaciones C/N de la materia orgánica en los sedimentos. Las relaciones C/N de muestras de madera fresca, por ejemplo, son generalmente más altas que las de la madera que ha sido enterrada en sedimentos (Meyers *et al.* 1995).

En contraste, las relaciones C/N de materia orgánica derivada de algas a menudo aumentan durante el hundimiento y la sedimentación temprana a medida que las proteínas ricas en nitrógeno se degradan selectivamente. La materia nitrogenada produce NH_4^+ , que es adsorbido por los minerales arcillosos y retenido en los sedimentos, como en el fondo marino (Lallier-Vergès y Albéric 1990), y por lo tanto previene una disminución en el nitrógeno total que es equivalente a la reducción de la cantidad de C orgánico total.

Se ha observado, también, una disminución anómala de las relaciones C/N en los suelos en los que existe una inmovilización microbiana de material nitrogenado acompañado de la remineralización del C. Sin embargo, estos cambios en la composición elemental de la materia orgánica sedimentaria no son lo suficientemente grandes como para borrar las grandes diferencias de C/N entre la materia orgánica derivada de las plantas de la tierra vascular y las algas no vasculares (Meyers y Lallier-Vergès 1999).

2.7 PALEOCLIMATOLOGÍA Y PALEOAMBIENTE

El clima de la Tierra ha variado drásticamente a lo largo del tiempo, y a una amplia gama de escalas, de miles a cientos de millones de años, y cada periodicidad es una manifestación de mecanismos forzantes separados (Saltzman 2002), pues la atmósfera interactúa continuamente con los océanos, la litosfera y la biosfera a distintas velocidades (Gornitz 2009). Así, con el fin de comprender el papel que desempeñan estos componentes en la evolución del clima, es necesario tener un registro considerablemente más largo que el tiempo que tarda en experimentar variaciones significativas (Saltzman 2002; Bosworth 2004; Bradley 2015).

Se sabe, además, que para lograr comprender cómo funciona actualmente la Tierra, es necesario analizar y observar de cerca cómo han cambiado el medio ambiente y el clima a lo largo del tiempo (Chambers y Charman 2004; Charman *et al.* 2008), ya que los modelamientos y proyecciones climáticas para el futuro necesitan un adecuado entendimiento de lo sucedido en el pasado (Bradley 2015). En principio, las fuentes de datos para analizar las variaciones climáticas pasadas son registros meteorológicos e históricos instrumentales; sin embargo, sus series temporales son bastante cortas (remontándose a un siglo o dos) y, por lo tanto, limitadas para la interpretación (Gornitz 2009; Peterson 2018) al no proporcionar una adecuada perspectiva sobre la evolución del clima actual (Bradley 2015). Asimismo, estos datos se vuelven escasos y poco confiables para escalas de tiempo más largas, por lo que es necesario extenderlos más allá del período instrumental, complementándolos con información de archivos indirectos para una mejor interpretación del pasado (Zolitschka y Enters 2009).

De esta manera, la paleoclimatología, ciencia que se encarga del estudio del clima que existió antes de que los seres humanos empezaran a llevar un registro instrumental climático, ha ido adquiriendo cada vez mayor valor debido a su sobresaliente aporte en este ámbito (Bradley 2015). Uno de los importantes principios de esta ciencia recae en el reconocimiento del efecto (directo e indirecto) que tienen los cambios climáticos y ambientales en muchos sistemas naturales, provocándoles significativas modificaciones que se evidencian en los elementos que los conforman (Bosworth 2004). Es por esto que, al no tenerse datos históricos suficientes medidos instrumentalmente, los estudios paleoclimatológicos y paleoambientales se basan en '*proxies*' o indicadores naturales, que son medidas indirectas de climas o ambientes pasados preservados en "archivos naturales"

sensibles a sus cambios (como sedimentos marinos y terrestres, anillos de árboles, núcleos de hielo y espeleotemas, entre otros), que además pueden calibrarse a las variables climáticas clave (Chambers y Charman 2004; Charman *et al.* 2008; Peterson 2018).

Para extraer la señal paleoclimática de los datos '*proxy*', primero se debe interpretar o calibrar el registro, lo cual implica el uso de datos climáticos actuales y materiales sensibles para comprender cómo y en qué medida estos dependen del clima. Es evidente, por lo tanto, que una base adecuada de registros modernos y una comprensión de los procesos contemporáneos en el sistema climático y en los '*proxies*' mismos son requisitos previos importantes para reconstrucciones paleoclimáticas confiables (Evans *et al.* 2013). Estos indicadores naturales se pueden agrupar, principalmente, en: litológica/mineralógica, geoquímica y paleontológica (Gornitz 2009; Peterson 2018). En el cuadro 1, se presentan algunos de los principales indicadores paleoclimáticos y paleoambientales dentro de estas tres categorías.

2.7.1 Paleoclimatología en turberas

A la importante lista de “archivos naturales” se unen los perfiles de turba, los cuales proporcionan información paleoclimática valiosa, pues contienen una gran variedad de pruebas de cambios ambientales pasados a los cuales han sido sometidas (Chambers y Charman 2004; Charman *et al.* 2008; Bradley 2015; Ramil *et al.* 2018), ya que las turberas responden con sensibilidad a los cambios climáticos y las perturbaciones antropogénicas y se distribuyen cerca de los límites biológicos e hidrológicos para el crecimiento de las plantas (Squeo *et al.* 2006; Schitteck *et al.* 2018), por lo que podrían ayudar a llenar vacíos en la cobertura de información paleoambiental y paleoclimática.

Como ya se ha explicado en capítulos anteriores, la turba se forma principalmente a partir del depósito de capas sucesivas de restos de vegetación que una vez creció en la superficie (Chambers y Charman 2004; Bradley 2015; Hribljan *et al.* 2015), y que al establecerse incorporan una gama de señales geoquímicas que reflejan las condiciones ambientales que se tuvieron en ese momento (Bain *et al.* 2011), los cuales pueden ser examinados en detalle para obtener información confiable sobre el pasado (Charman 2002; Bacon *et al.* 2017). De esta manera, las turberas son ecosistemas únicos porque conservan un registro de su formación y desarrollo, además de su estructura ecológica y física, preservado en la turba misma, por lo que es posible rastrear sus cambios a través del tiempo (Bain *et al.* 2011).

Cuadro 1: Principales indicadores paleoclimáticos y paleoambientales.

Categoría	Indicador	Parámetros
Litológico / Mineralógico	Formaciones de Fe con bandas	Evolución atmosférica; paleoquímica oceánica
	Carbonatos	Paleotemperaturas del océano frío
	Polvo eólico	Fuerza y dirección del viento
	Evaporitas	Clima árido
	Sedimentos lacustres	Temperatura, precipitación, salinidad
	Morrenas	Glaciación
	Paleosoles	Precipitación, temperatura, CO ₂
	Fosfatos	Paleoproductividad oceánica, zonas de surgencia impulsadas por el viento
	Espeleotemas	Paleotemperatura ($\delta^{18}\text{O}$), variaciones en la vegetación ($\delta^{13}\text{C}$), paleoprecipitación
Geoquímico	$\delta^{13}\text{C}$	Plantas C ₃ y C ₄ , paleoproductividad oceánica, stock global de C orgánico
	^{14}C	Variabilidad solar, datación
<i>Isótopos</i>	δD	Paleohidrología, paleotemperatura
	$\delta^{18}\text{O}$	Temperatura atmosférica local (en hielo), volumen de hielo o nivel del mar (burbujas de aire en hielo polar; foraminíferos bentónicos), paleoprecipitación
<i>Materia orgánica</i>	$\delta^{15}\text{N}$	Fluctuaciones rápidas de temperatura (burbujas de aire en hielo polar), estratificación (lagos, océanos)
	Alquenonas	Paleotemperatura del océano
	Tasas de acum. de C	Paleoproductividad
<i>Oligoelementos</i>	Mg y Sr	Paleotemperatura del océano
	P	Paleoproductividad oceánica
	Fe	Nutrientes del océano
Paleontológico	Animales invertebrados	Facies marinas, clima fresco vs. cálido, paleolatitud
	Animales vertebrados	Paleotemperatura, biogeografía
	Anillos de árboles	Temperatura, precipitación, variabilidad interanual, datación anual
	Corales	Temperaturas tropicales a subtropicales de aguas poco profundas
	Diatomeas	Paleoproductividad oceánica, temperatura, salinidad, pH
	Foraminíferos bentónicos	Volumen de hielo, nivel del mar ($\delta^{18}\text{O}$) paleoproductividad oceánica
	Foraminíferos planctónicos	Paleoproductividad, Paleotemperatura (océano)
	Polen	Paleotemperatura, Paleoprecipitación, Paleoecología

FUENTE: Basado en información extraída de Gornitz (2009) y Peterson (2018).

Una de las características especialmente importantes de las turberas para este tipo de estudios es que prácticamente todo lo que vive en o cerca de ellas tiene el potencial de conservarse en sus capas orgánicas acumuladas (Charman 2002), aunque existe un claro sesgo hacia materiales resistentes a la descomposición, como estructuras ricas en compuestos refractarios (lignina o quitina). De esta manera, la turba contiene destacados registros fosilizados complementarios que evidencian los cambios que han sufrido las turberas desde su formación. Estos pueden ser (Rydin y Jeglum 2013; Bain *et al.* 2011):

- a. Macrofósiles, como restos y fragmentos de plantas (hojas, raíces, semillas) y algunos animales;
- b. Microfósiles, como granos de polen, esporas y otros organismos muy pequeños atrapados en el lugar o transportados por el viento o el agua, desde áreas distantes hasta la superficie de la turba.

La excelente conservación de estos materiales en la turba permite, además, utilizar una variedad de técnicas biológicas, físicas y geoquímicas para reconstruir las condiciones ambientales pasadas a las que las turberas han sido expuestas a través del tiempo, proporcionándose una base segura para comprender cómo estos ecosistemas han respondido a la variabilidad climática del pasado y a otras influencias externas, como la actividad humana (Charman *et al.* 2008; Mathijssen *et al.* 2014; Crump 2017). Asimismo, debido a su estrecha relación con el clima, y a la consecuente alta sensibilidad a sus cambios, con una resolución temporal sub-decenal a sub-centenaria, las turberas representan un recurso importante para los estudios paleoclimáticos, paleohidrológicos, paleoecológicos y biogeoquímicos desde los últimos siglos hasta el Holoceno (Skrzypek *et al.* 2011; Rydin y Jeglum 2013; Bacon *et al.* 2017).

La evidencia de las turberas se puede utilizar, entonces, para reconstruir los cambios pasados en el ambiente, y contribuir al creciente archivo de información sobre estas variaciones, así como proporcionar evidencias sobre las formas en que los sistemas de turberas responden y se adaptan a los cambios ambientales (Charman *et al.* 2008; Ramil *et al.* 2018). Los estudios paleoecológicos de turba, por ejemplo, se pueden utilizar para reconstruir cuantitativamente las características de la turbera a lo largo de su historia y para revelar: qué comunidades de plantas estaban presentes (a nivel local y regional); qué período de tiempo ocupó cada comunidad; qué cambios ocurrieron en el nivel del agua,

estado de los nutrientes y la temperatura; y cómo afectó el medio ambiente a este ecosistema en ese momento y lugar (Rydin y Jeglum 2013; Mathijssen *et al.* 2014).

Las turberas también proporcionan registros de las variaciones pasadas en el paisaje y el medio ambiente en general, como el cambio de la vegetación regional, la contaminación atmosférica y, como ya se ha mencionado anteriormente, el cambio climático. Algunas características de la turba son representativas del entorno y la estructura de las turberas locales, y otras se derivan de las tierras altas adyacentes o de la región más amplia (Charman *et al.* 2008). Por lo tanto, las perspectivas regionales y de paisaje pueden ser proporcionadas por la estratigrafía de la turba y comparadas con la historia de desarrollo de la propia turbera.

2.8 ESTUDIOS PALEOCLIMÁTICOS EN LOS ANDES

Las investigaciones científicas relacionadas al paleoclima y paleoambiente han aumentado significativamente en los últimos años con el fin de enriquecer la cobertura espacial de los datos 'proxy' paleoclimáticos de alta calidad y lograr una mejor comprensión de la variabilidad y el cambio climático actual en el mundo (Flantua *et al.* 2016), especialmente en sus principales regiones. Es por esto que, debido a su destacada función como barrera climática del continente sudamericano entre la selva húmeda amazónica y el desierto de la costa del Pacífico, la Cordillera de los Andes ha sido objeto de estudio de importantes investigaciones paleoclimáticas pues representa una zona clave para comprender la interacción entre sus dos principales sistemas de circulación atmosférica: el monzón de verano sudamericano (SASM por sus siglas en inglés: *South American Summer Monsoon*) y los vientos del oeste del hemisferio sur (SHW por sus siglas en inglés: *Southern Hemisphere westerly winds*) (Garreaud *et al.* 2009). Estudios paleoclimáticos han demostrado que durante miles de años la cuenca del Amazonas ha presentado gran sensibilidad, principalmente, a los gradientes meridionales de la temperatura de la superficie del mar (TSM) en la cuenca tropical del Atlántico, los cuales han afectado el desplazamiento latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), jugando así un importante papel en la conducción de las fluctuaciones del sistema de monzones más grande del Hemisferio Sur, el SASM (Baker *et al.* 2001; Bird *et al.* 2011a; Vuille *et al.* 2012).

La costa del Pacífico, por otro lado, está seca debido a la fría corriente de Humboldt y al afloramiento de aguas frías, que conducen a una columna atmosférica altamente estratificada con una inversión estable de bajo nivel que evita la convección y la entrada de humedad hacia los Andes. Esta situación se rompe cuando se calienta la TSM del Pacífico costero, como ocurre durante la fase cálida de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) (Garreaud *et al.* 2009). Además, se ha sugerido que condiciones similares a las de El Niño pueden haber contribuido a eventos climáticos abruptos en escalas de tiempo milenarias sobre las partes altas de Andes peruanos (Kanner *et al.* 2013). Sin embargo, estas áreas de la cumbre se encuentran en la zona de transición entre los flancos andinos del este y oeste y, por lo tanto, sigue siendo un desafío separar el impacto del TSM del Atlántico de la del Pacífico en el transporte de humedad y la precipitación sobre los Andes tropicales (Vuille y Bradley 2000).

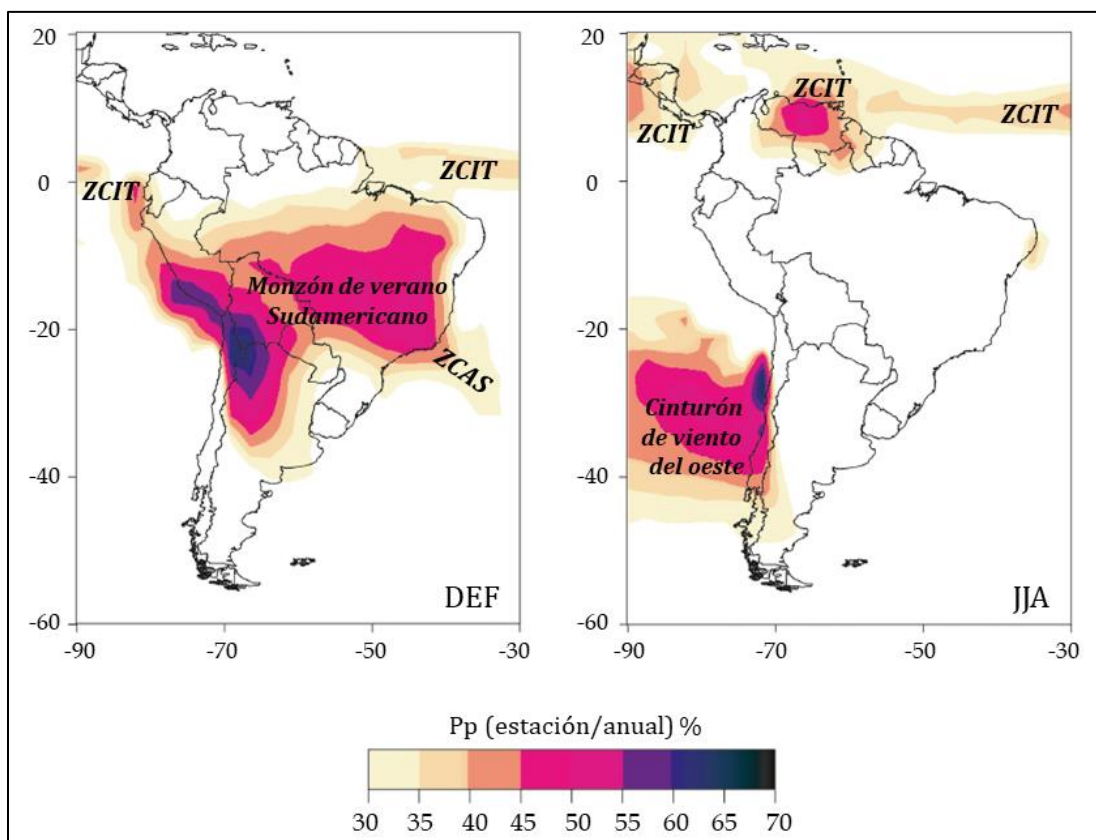


Figura 22: Mapa que muestra la cantidad de precipitación relativa sobre América del Sur durante las estaciones DEF (diciembre, enero y febrero: verano austral) y JJA (junio, julio y agosto: estación seca en gran parte de América del Sur tropical), destacando la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), monzón de verano sudamericano, Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) y vientos del oeste extratropicales.

FUENTE: Traducido de Flantua *et al.* (2016)

Las variaciones ambientales naturales han afectado, considerablemente, las condiciones climáticas pasadas en gran parte del planeta, incluida la región andina, y seguirán teniendo una clara influencia en el futuro (Anderson *et al.* 2011). En general, durante el Holoceno Tardío se encontraron varios eventos climáticos sincrónicos entre los registros del noreste, y los andinos, especialmente con los extraídos de la parte central de la cordillera. En el comienzo de esta etapa del Holoceno, se registró un aumento en la insolación del verano y alrededor de 1050 años AC (3000 años BP) esta fue lo suficientemente alta como para producir vientos del este intensos que iniciaron un régimen de precipitación de verano en la Cordillera Occidental (Baker *et al.* 2001; Kuentz *et al.* 2011). Registros de los Andes ecuatorianos de gran altitud del lago Pallcacocha, en Ecuador, han reforzado esta observación, al sugerir un incremento en la frecuencia de eventos de El Niño en el Pacífico Oriental durante el Holoceno Tardío (Moy *et al.* 2002).

Aunque la precipitación andina en esta región está influenciada en gran medida por el SASM, la respuesta actual a los eventos de El Niño no es muy diferente a la encontrada entre registros de la cueva Shatuca (Bustamante *et al.* 2016), en el lado noreste de los Andes peruanos, y en Pallcacocha (Moy *et al.* 2002). Si bien la lluvia aumenta significativamente en este lago ecuatoriano durante los eventos extremos de El Niño (Garreaud *et al.* 2009), causa sequías en el oeste de la Amazonía y en las laderas andinas del noreste (Espinoza *et al.* 2011), donde se encuentra la región de Shatuca. Cabe señalar, además, que los cambios en la sedimentación del lago Pallcacocha, atribuidos al aumento de la frecuencia de El Niño entre los periodos 1550 – 550 años AC (3500 – 2500 años BP) y 250 – 650 años DC (1700 – 1300 años BP) (Moy *et al.* 2002), corresponden a épocas con una mayor intensidad del monzón sudamericano en el Holoceno Tardío en el norte de Perú, también evidenciados en el registro Shatuca (Bustamante *et al.* 2016).

Engel *et al.* (2014) sugieren la predominancia de condiciones secas y una tendencia general al aumento de las temperaturas en la parte oeste de los Andes centrales (al sur de Perú) durante 1070 – 830 años AC (3020 – 2780 años BP), debido a la alta descomposición de la materia orgánica y al bajo porcentaje de C encontrado en el testigo extraído de una turbera altoandina ubicada en el valle Carhuasanta (cerca al Nevado Mismi), excepto por los últimos 30 años cuando la humedad empieza a aumentar. Este cambio climático coincide con un incremento en las concentraciones de polen en el núcleo de turba de Coropuna, relacionado con un aumento de las precipitaciones (Kuentz *et al.* 2011).

Luego, alrededor de 850 años AC (2800 años BP) ocurrió un cambio climático global hacia condiciones de mayor humedad (Chambers *et al.* 2007). En el hemisferio sur, se evidenció la ocurrencia de una o varias inundaciones extremas sucesivas en el río Amazonas alrededor de 750 años AC (2700 años BP) (Moreira-Turcq *et al.* 2014), asociadas al aumento de la insolación del verano austral y a los desplazamientos hacia el sur de la ZCIT. Moy *et al.* (2002) indicaron que el intervalo de 850 a 650 años AC (2800 a 2600 años BP) correspondió a un período de pocos eventos El Niño intensos, lo cual puede corresponder a un estado climático similar a La Niña durante ese momento, que habría contribuido a la gran cantidad de caudal del río Amazonas (Espinoza *et al.* 2012). En los Andes centrales occidentales, el intervalo 800 años AC – 0 (2750 – 1950 años BP) se registró como una época mayormente seca (Engel *et al.* 2014).

Por otro lado, en el registro del lago Pumacocha (Perú) se observó un pico negativo de $\delta^{18}\text{O}$, específicamente en 840 años AC (2790 años BP), que corresponde a una precipitación más intensa debido a una mayor fuerza del monzón sudamericano (Bird *et al.* 2011a), coincidiendo con lo encontrado en las cuevas Tigre Perdido (Breukelen van *et al.* 2008) y Shatuca (Bustamante *et al.* 2016), para el misma época.

Después, Kuentz *et al.* (2012) observaron un aumento de la temperatura alrededor del Nevado Coropuna entre 250 años AC y 1050 años DC (2000 y 900 años BP), consistente con lo registrado en el valle Carhuasanta para el periodo 0 – 970 años DC (1950 – 980 años BP), donde se tuvo una tendencia general hacia condiciones más cálidas (Engel *et al.* 2014). Dentro de esta época, Schitteck *et al.* (2015) registraron altos valores de la relación Si/Ti durante 50 y 650 años DC (1900 y 1300 años BP) en un testigo procedente de la turbera cercana al Cerro Llamoca, que fueron explicados como un periodo de mayor humedad. Además, se observaron bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de celulosa encontrada en el testigo extraído de la turbera Lagunillas, en Chile, para el intervalo de 420 a 680 años DC (1530 a 1270 años BP), que indicaron condiciones húmedas para este periodo (Kock *et al.* 2019b).

2.8.1 Anomalía Climática Medieval

Desde 900 hasta 1250 años DC (1050 – 700 años BP) (Thompson *et al.* 1986; Jomelli *et al.* 2009; Bird *et al.* 2011a; Vuille *et al.* 2012; Kanner *et al.* 2013) ocurrió el periodo denominado Anomalía Climática Medieval (ACM), en el que la mayoría de los registros

climáticos de los Andes fueron, generalmente, consistentes y sugirieron que se tuvieron condiciones relativamente áridas y probablemente más cálidas en comparación con el resto del Holoceno (Thompson *et al.* 2006; Stansell *et al.* 2013). Por ejemplo, los registros de $\delta^{18}\text{O}$ en los sedimentos de la Laguna Pumacocha, en Perú (Bird *et al.* 2011a), alcanzaron su punto máximo en este periodo y el flujo de sedimentos clásticos fue bajo en todos los registros de sedimentos provenientes de lagos de la Cordillera Blanca (Stansell *et al.* 2013), lo que proporciona evidencia de que el SASM se debilitó considerablemente durante estos años, debido a la prolongada posición hacia al norte de la ZCIT. Apaéstegui *et al.* (2014) sugieren, además, que la precipitación durante la ACM no estuvo dominada por las condiciones en el Océano Pacífico, sino que fue sensible a los cambios en la TSM del Atlántico tropical, observándose una considerable disminución en la precipitación cuando se registraron anomalías positivas de TSM en su zona norte, como ocurre en el clima moderno.

Chepstow-Lusty *et al.* (2003) también registraron una prolongada época seca entre 900 y 1800 años DC (1050 y 150 años BP), con algunas fluctuaciones, mediante análisis palinológico de un registro de vegetación del lago Marcacocha, en Cusco. Dentro de este periodo, Schitteck *et al.* (2015) identificaron episodios secos entre 750 y 1150 años DC (1200 y 800 años BP) basados en el análisis del contenido inorgánico y concentración de polen de Cyperaceae en una turbera de los andes peruanos, simultáneos con la gran sequía registrada en la Amazonia durante el periodo 700 – 1100 años DC (1250 – 850 años BP) (Marengo y Espinoza 2015). Asimismo, entre 970 y 1130 años DC (980 y 820 años BP), especies de las familias Apiaceae y Caryophyllaceae se expandieron en una turbera cercana al Nevado Coropuna, mientras que las frecuencias de Poaceae disminuyeron considerablemente, lo cual indicaría la ocurrencia de un cambio climático abrupto hacia condiciones de menor humedad durante esta época (Kuentz *et al.* 2011).

Por otro lado, Schitteck *et al.* (2016) encontraron, además, bajos valores de la relación Mn/Fe y picos en la relación Fe/Ti del material extraído de la turbera Cerro Tuzgle, en Argentina, durante el intervalo 1000 – 1100 años DC (950 – 850 años BP) indicando condiciones sostenidas de sequía. Al final de este periodo, también se reportó una disminución en el nivel del lago Titicaca (6 metros) (Abbott *et al.* 1997) y un retroceso en la capa de hielo de Quelccaya (Thompson *et al.* 1986), simultáneo a la disminución de la precipitación en esta zona (Thompson *et al.* 2006). Sin embargo, los minerales de grano fino de registros de sedimentos de la laguna Mucubají, en la cordillera venezolana de

Mérida, evidenciaron que luego ocurrió un avance glaciario, entre 1180 y 1350 años DC (770 y 600 años BP) (Polissar *et al.* 2006). Del mismo modo, durante el periodo 1330 – 1450 años DC (620 – 500 años BP) se identificó una época de condiciones favorables para la acumulación de material orgánico en la turbera chilena Lagunillas (humedad estable) (Kock *et al.* 2019b).

2.8.2 *Pequeña Edad de Hielo*

Otro periodo muy reconocido en los estudios paleoclimáticos es la Pequeña Edad de Hielo (PEH), entre 1400 y 1850 años DC (550 y 100 años BP) (Thompson *et al.* 1986; Bowen 1998; Jomelli *et al.* 2009; Bird *et al.* 2011a; Vuille *et al.* 2012; Kanner *et al.* 2013), en el que se identificaron condiciones muy frías y húmedas en el hemisferio norte que promovieron, por ejemplo, la expansión de los glaciares (Licciardi *et al.* 2009). Como en los Alpes, Laponia sueca, Nueva Zelanda y Alaska, donde los nevados presentaron un tamaño mucho mayor que en la actualidad (Bowen 1998).

Mientras que en el otro hemisferio, un desplazamiento sincrónico de la ZCIT hacia el sur, y una consecuente intensificación prolongada del SASM (aumento significativo en la precipitación), significó un mayor avance de los nevados en los Andes. Esto se confirmó gracias a los registros de sedimentos clásticos de lagos de la Cordillera Blanca que sugieren que los glaciares de esta zona sufrieron un avance a partir de 1350 años DC (600 años BP) (Stansell *et al.* 2013), sincrónico a los valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados en los sedimentos de la laguna Pumacocha (mayor precipitación) (Bird *et al.* 2011b) y los niveles más altos de agua en el Lago Titicaca (Abbott *et al.* 1997).

También se registraron otros importantes avances de glaciares en los Andes tropicales durante este periodo, los cuales ocurrieron alrededor de 1480 – 1520, 1610 – 1700, 1690 – 1800 años DC (Rabatel *et al.* 2005, 2008; Polissar *et al.* 2006; Jomelli *et al.* 2014; Solomina *et al.* 2016). En Venezuela, registros lacustres revelaron un avance glaciario al inicio de la PEH, entre 1450 y 1590 años DC (500 y 360 años BP) (Polissar *et al.* 2006). Además, las condiciones de humedad durante esta etapa al parecer resultaron favorables para la acumulación de turba en Lagunillas (turbera chilena), en la que se obtuvieron tasas promedio de 2 a 5 cm año⁻¹, además de observarse fases dominadas por material clástico de grano más grueso como resultado de altas cantidades de precipitación alrededor de 1510 años DC (400 años BP) y entre 1600 y 1700 años DC (350 y 250 años BP) (Kock *et al.*

2019b). Esta última observación coincide con lo indicado por Thompson et al. (1986) a partir del estudio de núcleos de hielo de Quelccaya, en el sur del Perú, quienes identificaron que durante el episodio 1500 – 1720 años DC (450 – 230 años BP) prevalecieron las condiciones de frío y alta humedad. Esto ocurrió en simultáneo al avance glaciario máximo, durante aproximadamente 100 años, registrado en morrenas glaciares de las cordilleras: Blanca, en Perú, desde 1650 años DC (300 años BP) (Jomelli *et al.* 2009); Mérida, en Venezuela, desde 1640 años DC (310 años BP) (Polissar *et al.* 2006); y Real, en Bolivia, desde 1620 años DC (330 años BP) (Rabatel *et al.* 2005).

En este periodo también ocurrieron lluvias intensas en los Andes de Argentina (Schitteck *et al.* 2016) y en el Altiplano boliviano (Morales *et al.* 2012). Mientras que los siguientes 140 años, desde 1720 años DC (230 años BP), prevalecieron condiciones de muy baja humedad en los Andes centrales (Thompson *et al.* 1986), debido a la migración hacia el norte de la ZCIT durante el final de la PEH (y una consecuente SASM reducida, con altos los valores de $\delta^{18}\text{O}$: Bird *et al.* 2011a), que podría haber contribuido a la disminución de los nevados en sitios de gran altitud al sur de la región tropical y al retroceso glaciario (Liu *et al.* 2005; Jomelli *et al.* 2009), como ocurrió en la cordillera peruana de Vilcabamba (Liccardi *et al.* 2009), y en la cordillera Real, en Bolivia (Rabatel *et al.* 2005).

A finales de la PEH, en Venezuela se reportó un avance glaciario menor entre 1800 y 1820 años DC (150 y 130 años BP) (Polissar *et al.* 2006). Adicionalmente, alrededor de 1830 años DC (120 años BP), Schitteck *et al.* (2016) registran un incremento brusco en los valores de Mn/Fe en una turbera argentina, sincrónico al inicio de un período de mayor humedad en los Andes centrales (Morales *et al.* 2012). Durante esta época, también se registraron muchos cambios climáticos abruptos a nivel mundial, principalmente alrededor de 1987 años DC (37 años BP), como los ocurridos en el Océano Atlántico Norte; sin embargo, registros de sedimentos de aguas profundas han establecido que el hemisferio sur también se vio afectado por estas alteraciones (Bowen 1998). Así, desde fines del siglo XIX a inicios del XX, se observó un retiro acelerado de los glaciares en el noreste de Bolivia (Rabatel *et al.* 2005) y se reportaron, además, condiciones de muy baja humedad durante el periodo 1870 – 1900 años DC (80 – 50 años BP) en Perú (Thompson *et al.* 1986).

En la Figura 23 se observa una representación de las condiciones generales del clima durante la ACM y la PEH, resaltando sus principales diferencias. En la ACM, ocurrió un

aumento en la precipitación en la región sur de los Andes que se propagó al sureste del continente sudamericano, mientras que en la Amazonía se registraron menores eventos de precipitación. Sin embargo, durante la PEH, el patrón de precipitación representa claramente una intensificación del SASM en gran parte del continente (Espinoza *et al.* 2014; Apaéstegui *et al.* 2018).

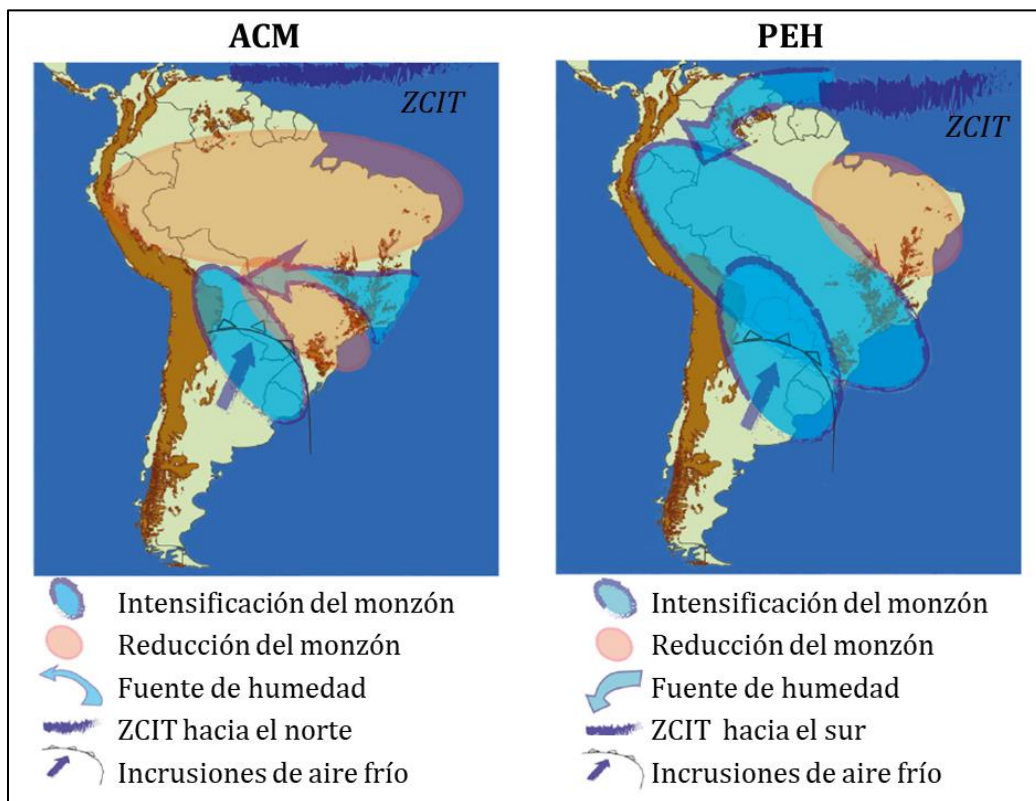


Figura 23: Representación de los patrones de precipitación durante la Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH) basados en reconstrucciones paleoclimáticas en América del Sur.

FUENTE: Traducido de Apaéstegui *et al.* (2018)

2.8.3 Periodo Cálido Actual

En general, en el siglo XX e inicios del XXI se documentó un comportamiento global de retroceso glaciar con algunos episodios de mantenimiento de masa de los nevados o de avances, que variaron en magnitud de acuerdo a las regiones en las que se encontraban (Solomina *et al.* 2016). En la zona tropical, por ejemplo, se reportó que durante el siglo XX los glaciares sufrieron el retroceso más acelerado en comparación a otras regiones montañosas del mundo (Rabatel *et al.* 2013).

Esta etapa fue reportada como el Período Cálido Actual (PCA; 1900 años DC al presente), durante la cual los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del registro de Pumacocha aumentaron rápidamente (Bird *et al.* 2011a), lo que indicó un retorno a lluvias menos intensas, que fue más abrupto y sostenido que el inicio de la ACM, relacionado al periodo entre los años 1920 y 1940 años DC de valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados en las capas de hielo de Quelccaya, (Thompson *et al.* 1986). Kock *et al.* (2019a) también señalan un cambio a nuevas condiciones de aridez desde 1920 años DC (30 años BP). Dentro de este periodo, se identificó la peor sequía en la Amazonía en 1926 años DC (24 años BP), la que habría tenido un impacto catastrófico en la biota acuática debido a que las precipitaciones estuvieron muy por debajo de lo normal durante casi todo ese año. Esta sequía ocurrió durante la presencia de uno de los eventos de El Niño más intensos en la historia moderna (Williams *et al.* 2005).

Con respecto a la variación de la temperatura en los Andes tropicales durante el PCA, Vuille y Bradley (2000) mostraron un claro descenso de 1940 a 1948, para luego permanecer estable hasta 1955, aumentar hasta 1960 y nuevamente presentar una estabilidad hasta mediados de la década de 1970, cuando ocurrió una reorganización oceánica-atmosférica a gran escala en el Pacífico tropical, que afectó la variabilidad tanto de la temperatura como de la precipitación en América del Sur hasta el año 2000 (Garreaud *et al.* 2009).

Luego, durante la década de 1970 ocurrió un importante cambio en la tendencia del retroceso de los glaciares en toda la cordillera de los Andes. Desde finales de esta década, la regresión se aceleró notablemente, con disminuciones de más del doble de la tasa promedio del período anterior (Rabatel *et al.* 2013), explicadas principalmente por el aumento de temperatura en los Andes desde 1975 (Vuille y Bradley 2000). También se registraron notables reducciones en las tasas de acumulación de C en dos turberas altoandinas en Perú, atribuidas a la disminución de la humedad y el incremento de la temperatura regional (Llanos 2019; Huaman *et al.* 2020).

La cobertura glaciar de cuatro cordilleras del este de Perú (Huaguruncho, Huaytapallana, Urubamba y Vilcabamba) se redujo en 44% durante 1985 y 2015 años DC, que además coincidió con un decrecimiento en la tendencia de la precipitación en esta área (Veettil *et al.* 2017). También se identificaron fuertes alzas en las altitudes de la línea de nieve para los periodos 1995 – 2000 y 2010 – 2015 años DC, simultáneas a los eventos de El Niño en

el Pacífico tropical (Garreaud *et al.* 2009). En general, se ha observado que el retroceso de los glaciares fue rápido entre 1980 y 1990 años DC, y a una menor velocidad hacia inicios de 2000 años DC (Vuille *et al.* 2008).

Cuadro 2: Información de las investigaciones paleoambientales y paleoclimáticas, desarrolladas en los Andes, discutidas en esta Tesis.

Lugar	Tipo de lugar	Tipo de registro	Latitud	Longitud	País	Localización en el mapa	Referencias
Shatuca	Cueva	Espeleotema	-5,7	-77,9	Perú	1	Bustamante <i>et al.</i> 2016
Tigre Perdido	Cueva	Espeleotema	-5,85	-77,42	Perú	2	van Breukelen <i>et al.</i> 2008
Palestina	Cueva	Espeleotema	-5,92	-77,35	Perú	3	Apaestegui <i>et al.</i> 2014
Huagapo	Cueva	Espeleotema	-11,27	-75,79	Perú	4	Kanner <i>et al.</i> 2013
Chiflonkhakha	Cueva	Espeleotema	-18,12	-65,77	Bolivia	5	Apaestegui <i>et al.</i> 2018
Pallcacocha	Lago/Laguna	Testigo sedimentario	-2,77	-79,23	Perú	6	Moy <i>et al.</i> 2002
Marcacocha	Lago/Laguna	Testigo sedimentario	-13,13	-72,12	Perú	7	Chepstow-Lusty <i>et al.</i> 2003
Pumacocha	Lago/Laguna	Testigo sedimentario	-10,7	-76,06	Perú	8	Bird <i>et al.</i> 2011a
Jahuacocha	Lago/Laguna	Testigo sedimentario	-10,23	-76,93	Perú	9	Stansell <i>et al.</i> 2013
Pomacochas	Lago/Laguna	Testigo sedimentario	-5,83	-77,96	Perú	10	Bush <i>et al.</i> 2015
Mucubají	Lago/Laguna	Testigo sedimentario	8,78	-70,83	Venezuela	11	Polissar <i>et al.</i> 2006
Coropuna	Turbera	Testigo de turba	-15,5	-72,67	Perú	12	Kuentz <i>et al.</i> 2011
Carhuasanta	Turbera	Testigo de turba	-15,53	-71,69	Perú	13	Engel <i>et al.</i> 2014
Llamoca	Turbera	Testigo de turba	-14,17	-74,73	Perú	14	Schitteck <i>et al.</i> 2015
Cerro Tuzgle	Turbera	Testigo de turba	-24,15	-66,4	Argentina	15	Schitteck <i>et al.</i> 2016
Lagunillas	Turbera	Testigo de turba	-27,2	-69,28	Chile	16	Kock <i>et al.</i> 2019a
Cerro Tuzgle	Turbera	Testigo de turba	-24,15	-66,4	Chile	17	Kock <i>et al.</i> 2019b
Apacheta	Turbera	Testigo de turba	-13,35	-74,66	Perú	18	Llanos 2019
Apacheta	Turbera	Testigo de turba	-13,35	-74,66	Perú	19	Huaman <i>et al.</i> 2020
Quelccaya	Nevado	Testigo de hielo	-13,93	-70,83	Perú	20	Thompson <i>et al.</i> 1986
Sajama	Nevado	Testigo de hielo	-18,1	-68,88	Bolivia	21	Thompson <i>et al.</i> 1998
Chacaltaya	Nevado	Balance de masas	-16,35	-68,13	Bolivia	22	Francou <i>et al.</i> 2003
Cerro Charquini	Nevado	Balance de masas	-16,28	-68,1	Bolivia	23	Rabatel <i>et al.</i> 2005

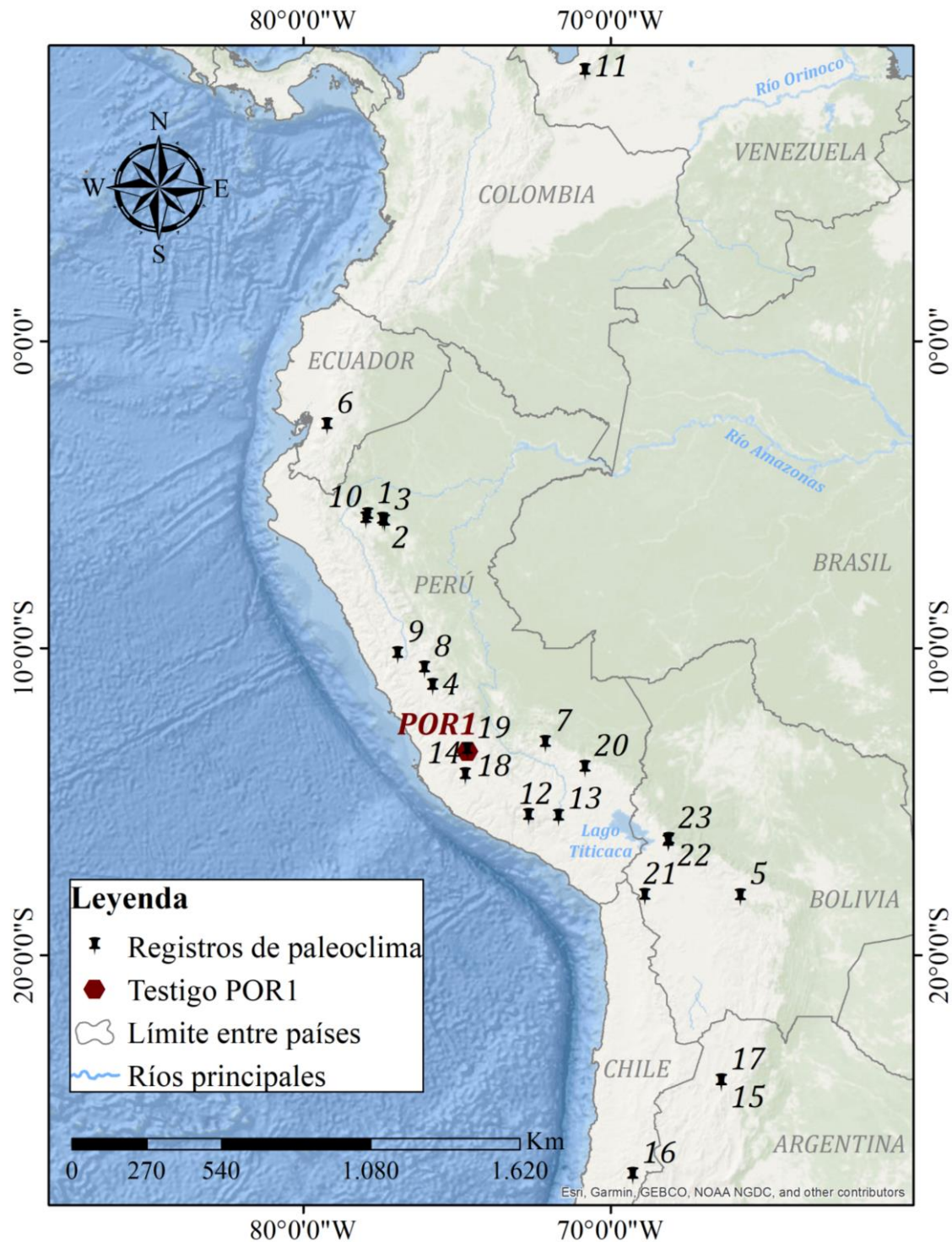


Figura 24: Mapa de ubicación del testigo POR1 (rojo) y otros registros del paleoclima en los Andes discutidos en esta Tesis: descripción de ubicaciones (números de 1 al 23) y referencias dadas en el cuadro 2.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

La investigación inició con un trabajo de campo, realizado en octubre del 2015, el cual se llevó a cabo con el objetivo de identificar el área de estudio, caracterizar físicamente la zona y, finalmente, recolectar el testigo de turba denominado “POR1”.

3.1 DESCRIPCIÓN DEL ÁMBITO DE ESTUDIO

3.1.1 Ubicación

Este estudio se realizó en una turbera tropical de altura, denominada “Portuguesa”, ubicada en los Andes centrales del Perú, en la parte alta de la cuenca del Río Cachi, en la región Ayacucho.

La Cordillera de los Andes es la cadena de montañas continental más larga del mundo (Huddart y Stott 2020) y representa aproximadamente el 13% de la superficie total de las montañas a nivel mundial (Körner *et al.* 2011). Esta cordillera se extienden a lo largo de 8000 km en el borde occidental de América del Sur a través de siete países: Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Chile y Argentina (Huddart y Stott 2020). En los trópicos, los Andes representa la región fría más extensa, cubriendo más de 1,5 millones de km² y extendiéndose desde los 11° de latitud N hasta los 23° de latitud S, dentro de un rango altitudinal de aproximadamente 600 a 800 metros hasta más de 6000 msnm (Josse *et al.* 2011).

Los Andes tropicales son reconocidos por poseer el mayor número de puntos críticos (*hotspots*) de biodiversidad, considerados como la zona de mayor riqueza y diversidad biológica en la Tierra (Myers *et al.* 2000). Esta cadena montañosa se caracteriza por presentar pendientes pronunciadas, valles extensos, quebradas profundas y numerosas cumbres nevadas (99% de los glaciares tropicales del mundo: Huddart y Stott (2020), lo cual resulta en una gran diversidad de microhábitats (Josse *et al.* 2011) que albergan principalmente a 45000 plantas vasculares (20000 endémicas: 7% de plantas vasculares a nivel mundial) y 3400 especies de vertebrados, entre las cuales se tienen aproximadamente

1700 aves (40% endémicos), 400 mamíferos (16% endémicos), 480 reptiles (46% endémicos) y 830 anfibios (73% endémicos) (Myers *et al.* 2000).

En la sección central de esta cordillera se encuentra la Cuenca del Río Cachi, ubicada geográficamente entre los 12° 53' y 13° 32' de latitud S, y los 73° 56' y 74° 49' de longitud O (Figura 25) en el distrito de Paras, provincia de Cangallo, región Ayacucho; y cuenta con un área total de 1835,5 km² (GORE Ayacucho 2006). Esta cuenca hidrográfica ocupa un rango altitudinal desde alrededor de los 2900 hasta aproximadamente los 5120 msnm (análisis de imágenes satelitales DEM: ASTER Global DEM, con 30 m de resolución horizontal). El Río Cachi es el resultado de la afluencia de otros tres ríos de menor magnitud (Chicllarazo, Choccoro y Apacheta) (Figura 26) que representan la principal fuente de irrigación de las zonas agrícolas y ganaderas, además de ser un importante recurso para el consumo hídrico de la población ayacuchana (Moncada *et al.* 2014).

Las turberas tropicales altoandinas están ubicadas en la parte alta de esta cuenca (Figura 27), en las cuales se identifica a *Distichia muscoides* Nees y Meyen como especie dominante en un gran número de estos ambientes. Esta es una planta vascular con crecimiento en forma de cojín, perteneciente a la familia Juncaceae, que predomina en la mayoría de las turberas de alta elevación en los Andes centrales del Perú (Schitteck *et al.* 2018), aunque especies del género *Oreobolus* y *Plantago* también se encuentran presentes, aunque en elevaciones más bajas (Benavides *et al.* 2013).

La turbera tropical altoandina de la cual se extrajo el testigo analizado en esta investigación, se denominó “Portuguesa” por encontrarse localizado al pie del “Nevado Portuguesa” (Figuras 28 y 29). Este está geográficamente ubicado en los 13° 22' 60" S y 74° 37' 60" O, a aproximadamente 5100 msnm. Este nevado fue un importante centro de vulcanismo calcáreo-alcálico, uno de los más jóvenes en una cadena de grandes volcanes (Noble *et al.* 1975), y estuvo activo durante la época del Plioceno y quizás también en el periodo Cuaternario (Noble y McKee 1982).

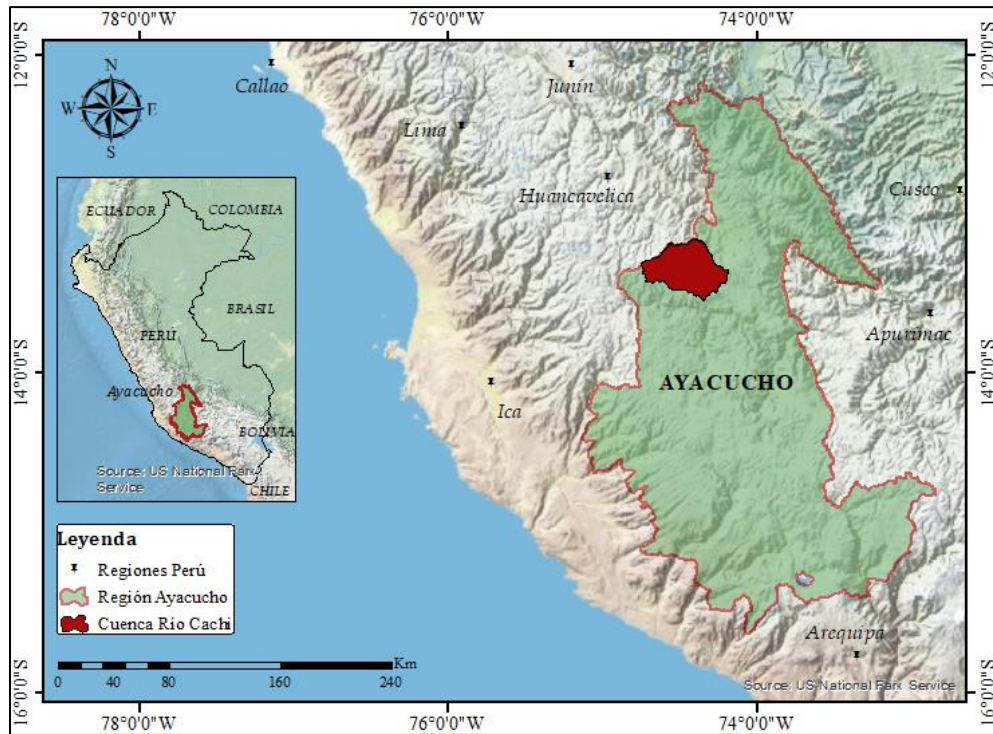


Figura 25: Ubicación de la Cuenca del Río Cachi (área color rojo), región Ayacucho, Perú.

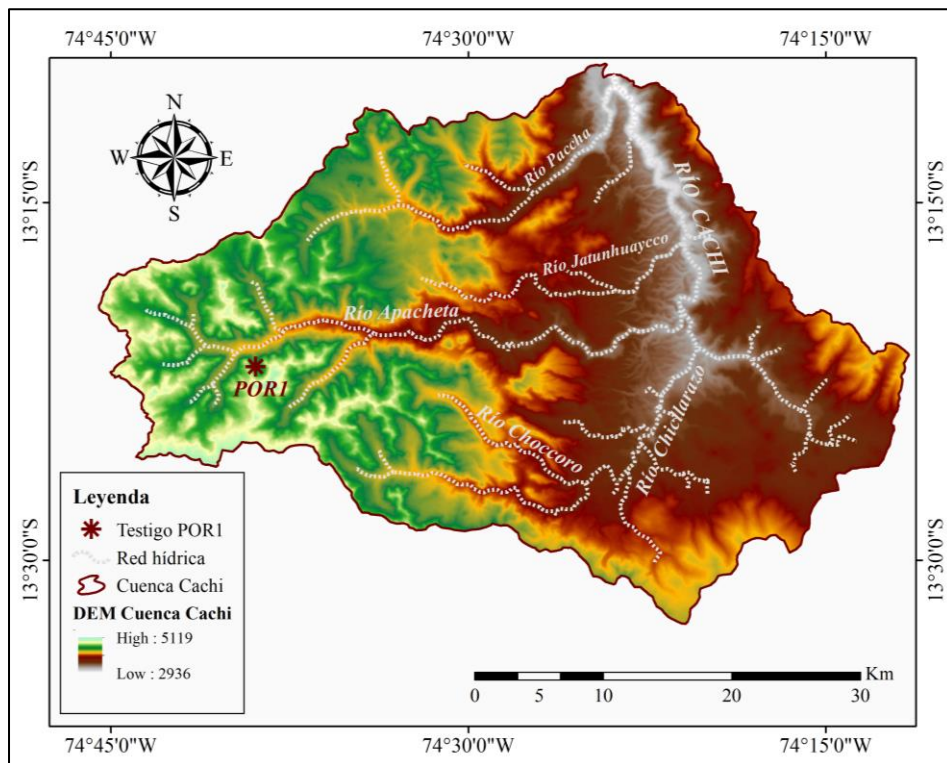


Figura 26: Cuenca del Río Cachi, mostrando su variación altitudinal y sus principales afluentes, y localización del testigo POR1 (asterisco rojo).

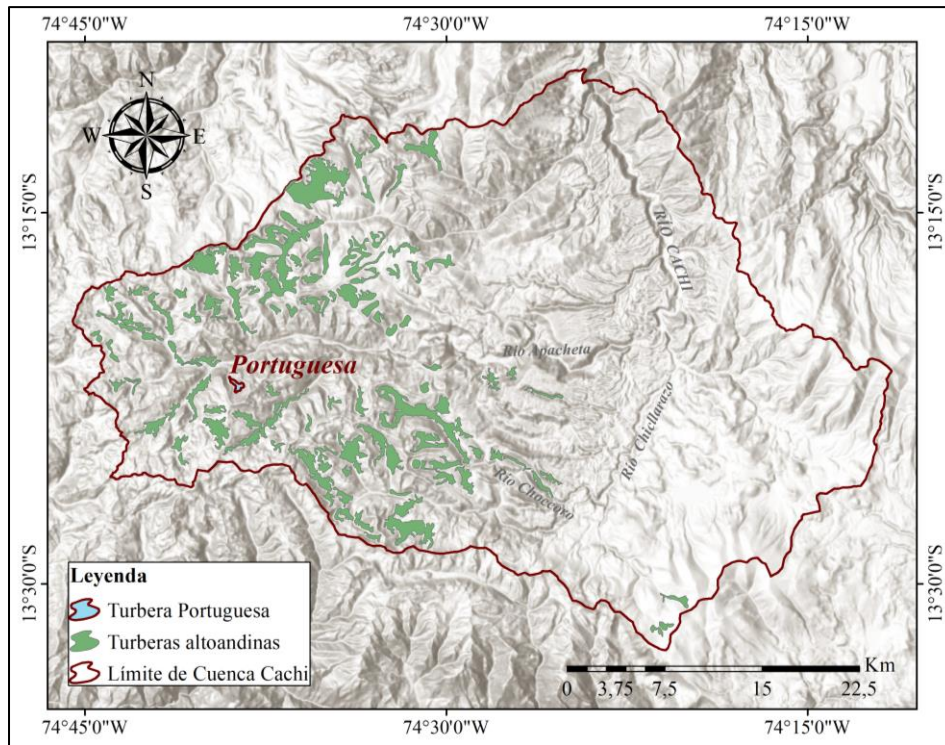


Figura 27: Ubicación de la turbera altoandina “Portuguesa” (área color celeste) a alrededor de 4500 msnm dentro de la parte alta de la Cuenca del Río Cachi.

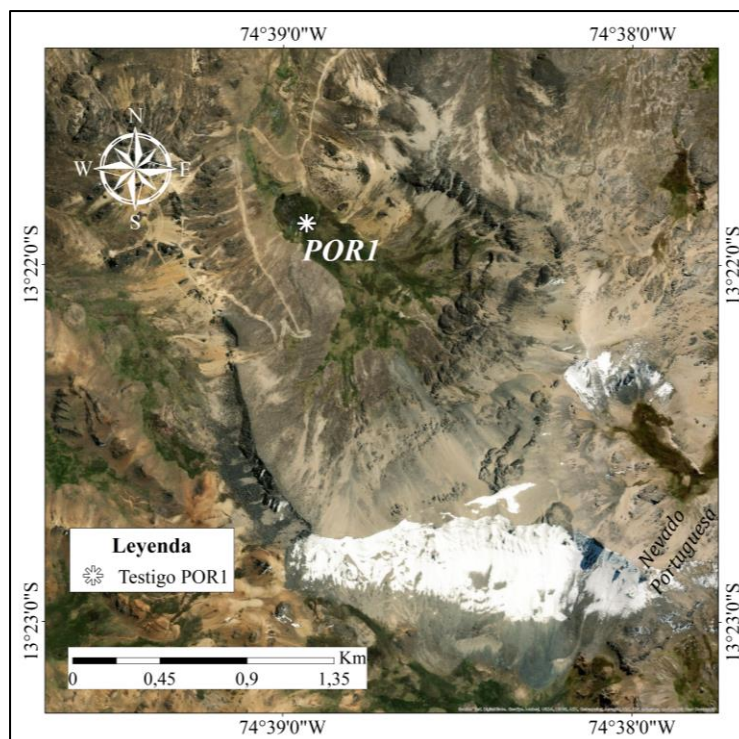


Figura 28: Localización del testigo POR1 (asterisco blanco) en la turbera altoandina analizada en esta investigación, al pie del Nevado “Portuguesa”.



Figura 29: Vista del Nevado “Portuguesa”, dentro de la cuenca del Río Cachi – Ayacucho.

FUENTE: Proyecto Agua – Andes.

3.1.2 Clima

El área de estudio presenta una precipitación anual promedio de 830 mm para el período 1991 – 2012 y está marcada por la precipitación estacional (meses más húmedos de octubre a marzo: promedio mensual de 114 mm). Además, la temperatura media anual de la parte alta de la cuenca es de 6,4° C (período 2000 – 2014), con promedios mensuales que van desde 4,8° a 7,6° C; y la humedad relativa promedio anual es de 70,3% (período 2009 – 2013), de acuerdo a datos de la Estación Apacheta (Figura 30), ubicada a 13° 20' 51" de latitud S, 74° 38' 44" de longitud O y 4150 msnm (GORE Ayacucho 2015).

3.1.3 Ecología

De acuerdo a la clasificación de Holdridge (1967), las zonas de vida correspondiente la cuenca de río Cachi son: bosque húmedo Montano Subtropical (bh-MS), estepa Montano Subtropical (e-MS), tundra pluvial Alpino Subtropical (tp-AS) y páramo muy húmedo subalpino subtropical (pmh-SaS), a la cual pertenece la turbera altoandina analizada (Figura 31). El relieve topográfico es variable, desde suave hasta ligeramente ondulado, presentando pendientes de inclinación de moderado a fuerte (de 25 a 75).

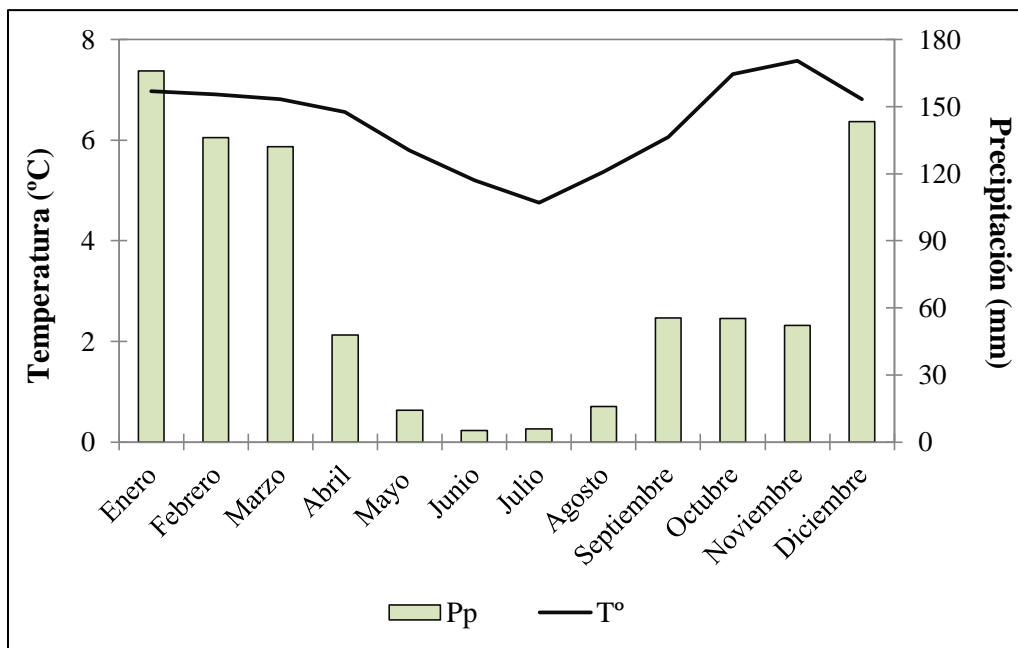


Figura 30: Climatograma de la zona de estudio, estación Apacheta.

FUENTE: GORE Ayacucho (2015)

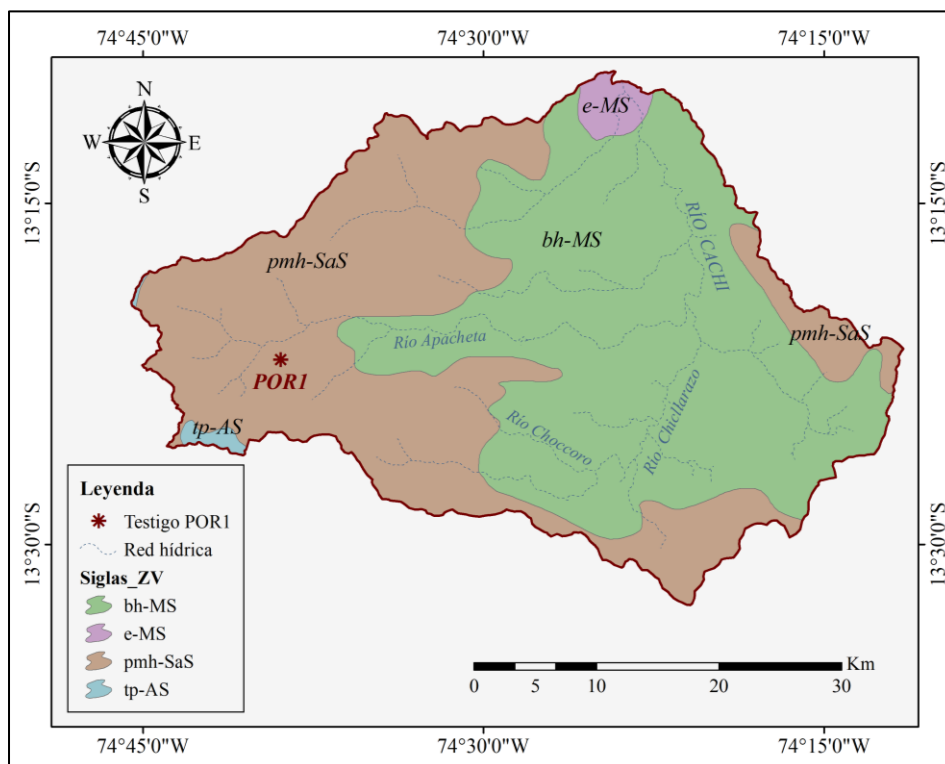


Figura 31: Zonas de vida dentro de la cuenca de río Cachi, según la clasificación de Holdridge (1967), y localización del testigo POR1 (asterisco rojo).

En las turberas andinas, las plantas con crecimiento en forma de cojín se encuentran en áreas con drenaje pobre o con un balance hídrico positivo a elevaciones muy altas (Kleinebecker *et al.* 2010). Son vegetación típica en los ecosistemas de alta montaña en los Andes, a elevaciones de entre 4000 y 5000 msnm. En los Andes occidentales del Perú, las turberas están dominadas por *Distichia muscoides* (Schitteck *et al.* 2018), aunque los cojines de *Oreobolus* y *Plantago* están presentes en elevaciones más bajas (Benavides *et al.* 2013).

D. muscoides, perteneciente a la familia Juncaceae, forma almohadillados compactos y densos de varios metros de diámetro (Gonzales *et al.* 2016), y presenta un crecimiento que puede ser continuo durante todo el año, estableciendo una superficie dura y relativamente plana con hojas dísticas y brotes perennes de solo unos milímetros de largo (Cooper *et al.* 2015). Además, esta planta dioica es una nativa de los ecosistemas de humedales andinos y desempeña un papel ecológico similar al de los musgos del género *Sphagnum* en las turberas boreales y templadas del Hemisferio Norte (Turunen *et al.* 2002; Skrzypek *et al.* 2011).

Distichia muscoides se reproduce principalmente de manera asexual, observándose que sus raíces, formadas a lo largo de tallos ascendentes, se introducen en la cubierta compacta constituida por vainas foliares, desarrollando así nuevas ramas de grosor semejante al de la rama principal (Ruthsatz 1978, citado por Gonzales *et al.* 2016). Los cojines formados por *Distichia* pueden haber comenzado a establecerse como un solo individuo, produciendo una gran cantidad de brotes y rizomas, que luego se transformaron en grupos más pequeños a medida que las partes subterráneas de la planta morían (Schitteck *et al.* 2018). De esta manera, y debido además a las condiciones típicas de las turberas altoandinas (ambiente anaeróbico y bajas temperaturas), sus restos muertos no se descompusieron de inmediato y el tejido más antiguo se fue depositando como turba (Skrzypek *et al.* 2015).

Por otro lado, las flores de esta especie son solitarias, nacen en la axila de una hoja del tallo (Figura 32B y 32C) y se observan desde agosto hasta noviembre; mientras que sus primeros frutos inmaduros aparecen los primeros días de enero y los maduros (Figura 32A) se empiezan a apreciar aproximadamente cuatro meses después, al final del mes de mayo. Este ciclo reproductivo podría ser temporalmente irregular, pues se repetiría cada uno, dos o tres años (Gonzales *et al.* 2016).



Figura 32: Especie *Distichia muscoides*: planta femenina en fructificación (A), flor estaminada (B) y flor pistilada (C).

FUENTE: Adaptado de Gonzales *et al.* (2016)

3.1.4 Geología

Geológicamente, la zona analizada (sub-cuenca Portuguesa) está conformada por las unidades litoestratigráficas (Figura 33) pertenecientes a: formación Portuguesa miembro superior, toba soldada silicificada y mineralizada (Np-po_s/tbls); formación Portuguesa miembro inferior, toba de lapilli, abundante plagioclasa y biotita (Nm-po_i/tbl+plg); depósitos de bofedal, arcillas y turba saturada de agua (Qh-bo); y una pequeña sección de depósitos aluviales (Qh-al) (INGEMMET 2002).

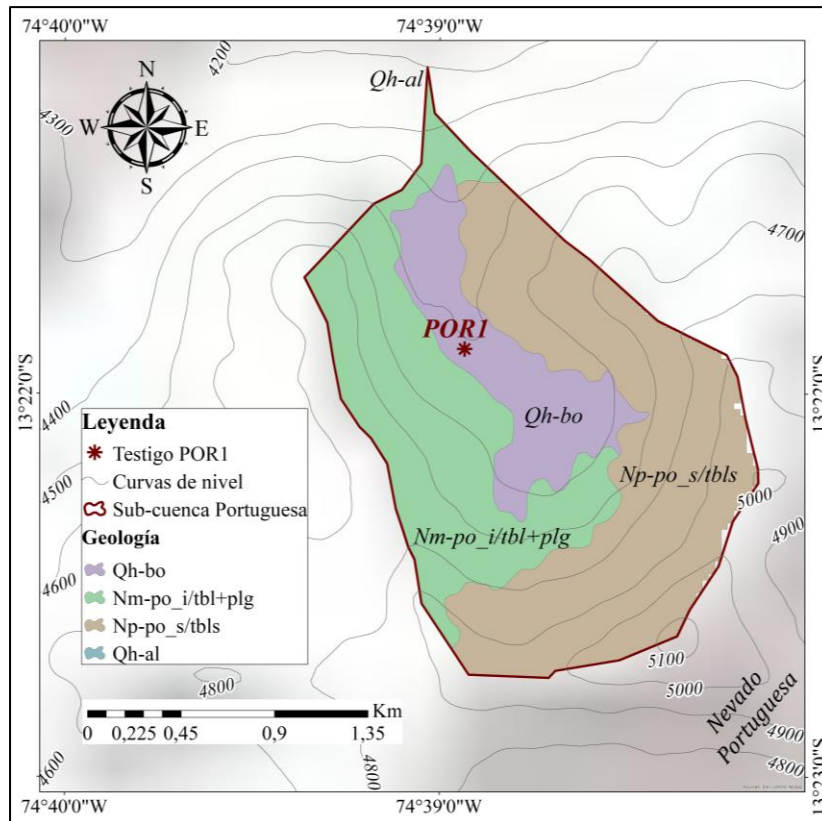


Figura 33: Unidades litoestratigráficas identificadas para la sub-cuenca “Portuguesa” (INGEMMET 2002), mostrando la ubicación del testigo POR1 (asterisco rojo) y variación altitudinal (curvas de nivel).

3.2 MÉTODOS

3.2.1 Descripción y caracterización del crecimiento de la turbera “Portuguesa”

El desarrollo de la turbera altoandina analizada en esta investigación se explica a través del estudio del testigo POR1 extraído de ella.

a. Recolección de testigo POR 1

Se recolectó el testigo POR1, de 103 centímetros de longitud, de la turbera altoandina “Portuguesa”, ubicada en la parte alta de la cuenca del río Cachi, en los Andes Centrales de Perú. POR1 fue colectado a 4526 msnm, a 13° 21’53” de latitud S y 74° 38’ 56” de longitud O, de forma manual, introduciendo un tubo de PVC de 8 centímetros de diámetro con bordes afilados (para facilitar su penetración e impedir la compactación), en una de las áreas permanentemente alagadas de la turbera altoandina (Figura 34), ubicada junto a una de las superficies de las formaciones vegetales con apariencia de cojín. La compactación

de la turba fue mínima, incluso después de su transporte al laboratorio, debido a la rigidez característica de la planta de *Distichia* encontrada en la parte superior del testigo, y al cuidado que se tuvo durante la extracción del testigo.



Figura 34: Turbera tropical altoandina dentro de la parte alta de cuenca del río Cachi (región Ayacucho), indicando el lugar de extracción del testigo analizado en este estudio (flecha color rojo).

b. Apertura del testigo

La apertura (de forma longitudinal) y seccionamiento del testigo POR1 (Figura 35) se realizó en laboratorios de la Universidad Nacional Agraria La Molina. Además, se efectuó la preparación y acondicionamiento de las muestras para los análisis posteriores.

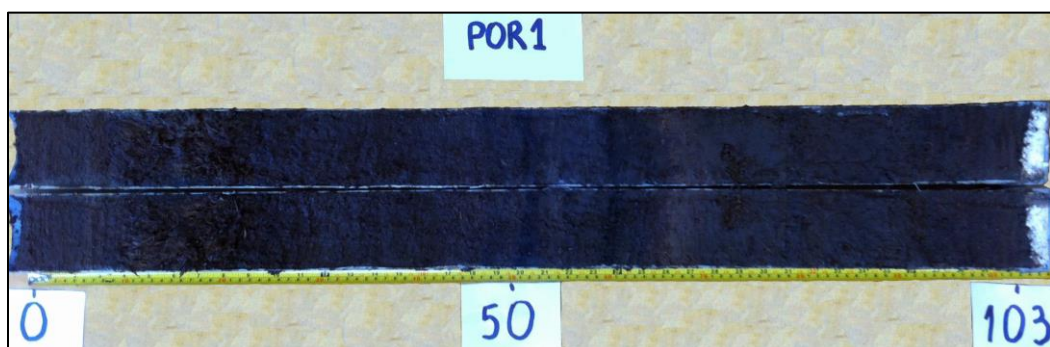


Figura 35: Corte longitudinal del testigo POR1 (103 centímetros) en el que se muestran ambas partes.

Luego, se realizó una descripción visual general del testigo, por rangos de profundidad, con el objetivo de identificar las principales variaciones en su textura, composición y color, utilizándose para esto la Tabla de Color de Suelo Munsell.

c. Dataciones con radiocarbono y determinación de tasas de sedimentación

Durante el desarrollo del procedimiento anterior, se extrajeron ocho muestras del testigo analizado con el objetivo de realizar las dataciones con radiocarbono (^{14}C).

Este análisis se realizó con un Espectrómetro de Aceleración de Masa Artemis (AMS) basado en un Pelletron 3MV de *National Electrostatics Corporation* (NEC, Middleton, Wisconsin, Estados Unidos) en el "*Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14) – UMS 2572 (CEA/DSM CNRS IRD IRSN – Ministère de la Culture et de la Communication)*" de Francia (Moreau *et al.* 2013). Además, algunas dataciones se llevaron a cabo en el Laboratorio *Beta Analytic* de Miami, Florida, Estados Unidos.

A partir de las dataciones obtenidas, se determinó el modelo cronológico (edad vs. profundidad). El tipo de modelo elegido fue *Smooth Spline* y se obtuvo con el software R-Studio, de código abierto, y el paquete Clam 2.2-R (Blaauw y Christen 2005). Para la calibración de las dataciones se utilizó la curva de calibración IntCal13.14C, y las edades derivadas del modelo se determinaron con un rango de confianza del 95%, a una resolución de un milímetro, expresadas en años calibrados BP (del inglés *before present*, o antes del presente: "presente" considerado como el año 1950), mostradas luego como años calendario antes de Cristo y después de Cristo (años AC y DC, respectivamente), para facilitar la posterior discusión de resultados, al ser contrastados con estudios similares que usualmente utilizan ambas escalas de tiempo.

La determinación de las tasas de sedimentación (TS, en centímetros por año: cm año^{-1}), entendidas como la velocidad a la que se acumuló material total (turba y sedimentos minerales) en la turbera, se realizó utilizando las dataciones con ^{14}C , luego de la elaboración del Modelo Cronológico, de la siguiente manera:

$$TS (\text{cm año}^{-1}) = \frac{\text{Profundidad}_{i+1} - \text{Profundidad}_i}{\text{Edad}_{i+1} - \text{Edad}_i}$$

d. Densidad aparente

Para este análisis se extrajo una placa de una de las mitades longitudinales del testigo POR1, insertando una canaleta de 1,5 cm² de sección (Figura 36). En esta placa, se fraccionaron sub-muestras cada centímetro, para luego ser secadas en una estufa a una temperatura de 50 °C, hasta obtener un peso constante.

Con los datos de peso seco (P_s) y volumen húmedo (V_h) de las sub-muestras de esta parte de la metodología se calculó la densidad aparente (DA, en gramos por centímetro cúbico: g cm⁻³) (Lähteenoja *et al.* 2009; Chambers *et al.* 2011; Benavides 2014; Cooper *et al.* 2015; Xing *et al.* 2015).

$$DA \text{ (g cm}^{-3}\text{)} = \frac{P_s}{V_h}$$



Figura 36: Sección de la placa extraída de una de las mitades longitudinales del testigo POR1 para el análisis de densidad aparente.

e. Radiografía del testigo

La radiografía del testigo POR1 se realizó mediante un sistema de imágenes RX (SCOPIX) (Figura 37) desarrollado por el laboratorio EPOC (*Environnements et Paléoenvironnements Oceaniques et Continentaux*), de la Universidad de Bordeaux, en Francia. Para ello se utilizó una cámara C10650 de rayos X – HAMAMATSU (Fuente Rayos-X Microfocus 130 KV - L9181-02), a una resolución de 48 μm.



Figura 37: Sistema de radiografías digital SCOPIX del laboratorio EPOC en la Universidad de Bordeaux, Francia.

3.2.2 Caracterización de muestras de turba y sedimentos del testigo PORI

a. Geoquímica inorgánica

Análisis de Fluorescencia de Rayos X (XRF)

El registro paleoclimático proveniente de las turberas se caracteriza por una interacción de acumulación de turba y deposición repetida de sedimentos inorgánicos. Es por esto que es importante incluir análisis de XRF en los estudios sobre la reconstrucción del clima y ambiente pasados, pues los distintos cambios en las señales de los elementos medidos reflejan la estratigrafía heterogénea del material extraído de estos ecosistemas.

El análisis de XRF es una de las mejores técnicas analíticas para realizar estudios elementales no destructivos de muestras sólidas o líquidas, que permite la identificación de varios elementos químicos presentes en estas a una elevada resolución. Para esto, la muestra analizada se excita al ser bombardeada con rayos X que provocan la expulsión de electrones internos, con la posterior emisión de los rayos X característicos de esta muestra. La energía de los rayos X de fluorescencia es característica de cada elemento, y sus intensidades son proporcionales al número de átomos excitados que, por lo tanto, pueden usarse para el análisis cualitativo y cuantitativo de la muestra (Nakai 2018).

En este estudio, la composición de los elementos químicos del testigo POR1 se determinó a una resolución de un milímetro, utilizando el equipo AVAATECH XRF *Core Scanner* (energía de medida: 10KV, 2000 μ A, 20s; y 30KV, 2000 μ A, 30s) del laboratorio EPOC (*Environnements et Paléoenvironnements Oceaniques et Continentaux*) de la Universidad de Bordeaux, en Francia.

La superficie de la placa analizada, extraída de una de las mitades longitudinales del testigo con una canaleta de 5 cm² de sección, se cubrió con una película de nylon ultraleno de 4 mm de espesor para evitar el secado de las muestras y cualquier tipo de contaminación proveniente del instrumento. De esta manera se determinó la concentración relativa (expresada en cuentas por segundo: cps) de los siguientes elementos químicos: aluminio (Al), potasio (K), rubidio (Rb), hierro (Fe), circonio (Zr), estroncio (Sr), sílice (Si), titanio (Ti), calcio (Ca), manganeso (Mn) y azufre (S).

b. Geoquímica orgánica

Materia orgánica

Para el cálculo de la materia orgánica (MO), se procedió a mezclar algunas secciones de muestra seca de cada centímetro del testigo (Figura 38A), de acuerdo a la descripción general por rangos del testigo realizada luego de su abertura, para someterlas al proceso de pérdida por ignición (LOI, por sus siglas en inglés: *loss on ignition*), en un horno mufla a 550 °C por 5 horas (Figura 38B). Las muestras se pesaron antes (Figura 39A) y después (Figura 39B) de este proceso, para determinar la diferencia de material, la cual representó el porcentaje de materia orgánica de estas muestras (Lähteenoja *et al.* 2009; Benavides *et al.* 2014; Cooper *et al.* 2015).



Figura 38: Mezcla de muestras pulverizadas en un mortero (A) y dentro del horno mufla antes del proceso de pérdida por ignición (B).



Figura 39: Muestras antes (A) y después (B) del proceso de pérdida por ignición.

Análisis Elemental e Isotópico

Antes de iniciar este análisis, se realizó el acondicionamiento de las muestras sólidas, secándolas a 50° C hasta que estas obtengan un peso constante. Luego, pasaron por un proceso de molienda y homogeneización para, finalmente, ser depositadas en cápsulas de estaño (Sn) (Figura 40A). La cantidad de muestra depositada en cada cápsula (Figura 40B) dependió del contenido de C y N en el material seco, por lo que se realizó una estimación previa (basada en el contenido de materia orgánica) para poder obtener resultados más confiables.



Figura 40: Depósito de muestras trituradas a cápsulas de estaño (A) y pesado de muestras encapsuladas para análisis (B).



Figura 41: Equipo utilizado para el análisis isotópico y elemental, en el Centro de Investigaciones IRD – Bondy, Francia.

Las composiciones de los elementos C y N (en porcentaje: %) y de sus principales isótopos estables $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ (en ‰), se determinaron utilizando analizadores elementales interconectados a un espectrómetro de masas de relación de isótopos de flujo continuo (IRMS), de la Universidad de California – Davis, en Estados Unidos, y del Centro de Investigaciones del IRD – Bondy, en Francia (Figura 41).

Las muestras iniciaron el análisis quemándose a 1080 °C en un reactor con Óxido de cobre y Óxido de tungsteno. Después de esta combustión, los óxidos se eliminaron en un reactor de reducción (cobre reducido a 650 °C). El transportador de helio luego fluyó a través de una trampa de agua (Perclorato de magnesio) y de CO₂ (para análisis de N). Entonces, N₂ y CO₂ se separaron utilizando una trampa de adsorción de tamiz molecular antes de ingresar al IRMS.

La relación isotópica preliminar de las muestras se midió en relación con los gases de referencia analizados con cada una de ellas. Estos valores preliminares se finalizaron corrigiéndolos para todo el lote de muestras en base a la ecuación de calibración de C y N obtenida con los valores conocidos de los estándares internacionales.

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}}}{R_{\text{estándar}}} \times 10^3$$

Donde: δ (‰): $\delta^{13}\text{C}$ (‰) o $\delta^{15}\text{N}$ (‰)

R_{muestra} : Relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ de las muestras

$R_{\text{estándar}}$: Relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ de los estándares

Entonces, los valores finales del delta de los isótopos, mostrados luego como resultados de esta investigación, se expresan en relación a los estándares VPDB (*Vienna PeeDee Belemnite*) y Air para C y N, respectivamente:

^{13}C (‰) Estándar_{PDB}: 1,1237‰

^{15}N (‰) Estándar_{Air}: 0,3663‰

3.2.3 Determinación de la acumulación de carbono

a. Tasas de acumulación de carbono o flujos de carbono

Las tasas de acumulación de carbono (C) (TAC, en gramos de C por metro cuadrado por año: $\text{gC m}^{-2} \text{año}^{-1}$) se calcularon multiplicando la densidad aparente (DA, en g cm^{-3}), la tasa de sedimentación (TS, en cm año^{-1}) y el contenido de C orgánico total (COT, en %) (Lähteenoja *et al.* 2009; Chamber *et al.* 2011; Benavides 2014; Cooper *et al.* 2015; Xing *et al.* 2015).

$$TAC = DA * TS * COT \text{ (gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}\text{)}$$

b. Stock de carbono

El stock de C (en kilogramos de C por metro cuadrado: kgC m⁻²) disponible en la turbera altoandina estudiada, se determinó multiplicando los gramos de masa acumulada total en el testigo POR1 por su contenido de COT promedio (Calderón *et al.* 2013), teniendo en consideración los cambios de unidades necesarios durante este procedimiento.

$$\text{Stock C (kgC m}^{-2}\text{)} = \text{masa acumulada total} * \text{COT promedio}$$

3.2.4 Ampliación de resultados obtenidos

La proyección de los resultados de las reservas de C (en toneladas de C: tC) calculadas en esta investigación se realizó en dos escalas: para el área total de la turbera altoandina “Portuguesa”; y para la superficie de todas las turberas identificadas en la cuenca del río Cachi (región Ayacucho).

Estas extensiones se determinaron mediante análisis de Sistemas de Información Geográfica (SIG), con modelos de elevación digital ASTER Global DEM, con 30 m de resolución horizontal (cuadrante S14_W75, descargado de: http://geoservidorperu.minam.gob.pe/geoservidor/download_raster.aspx) y archivos *shapes* de cobertura vegetal producto de estudios espaciales anteriores realizados en todo el país (MINAM 2015), en la zona de estudio, por un grupo de especialistas (Agua–Andes 2015), y por elaboración propia.

Los principales procedimientos de análisis SIG realizados en este estudio para la ampliación de resultados obtenidos, así como para la caracterización del área de estudio, se detallan en las figuras 42 y 43.

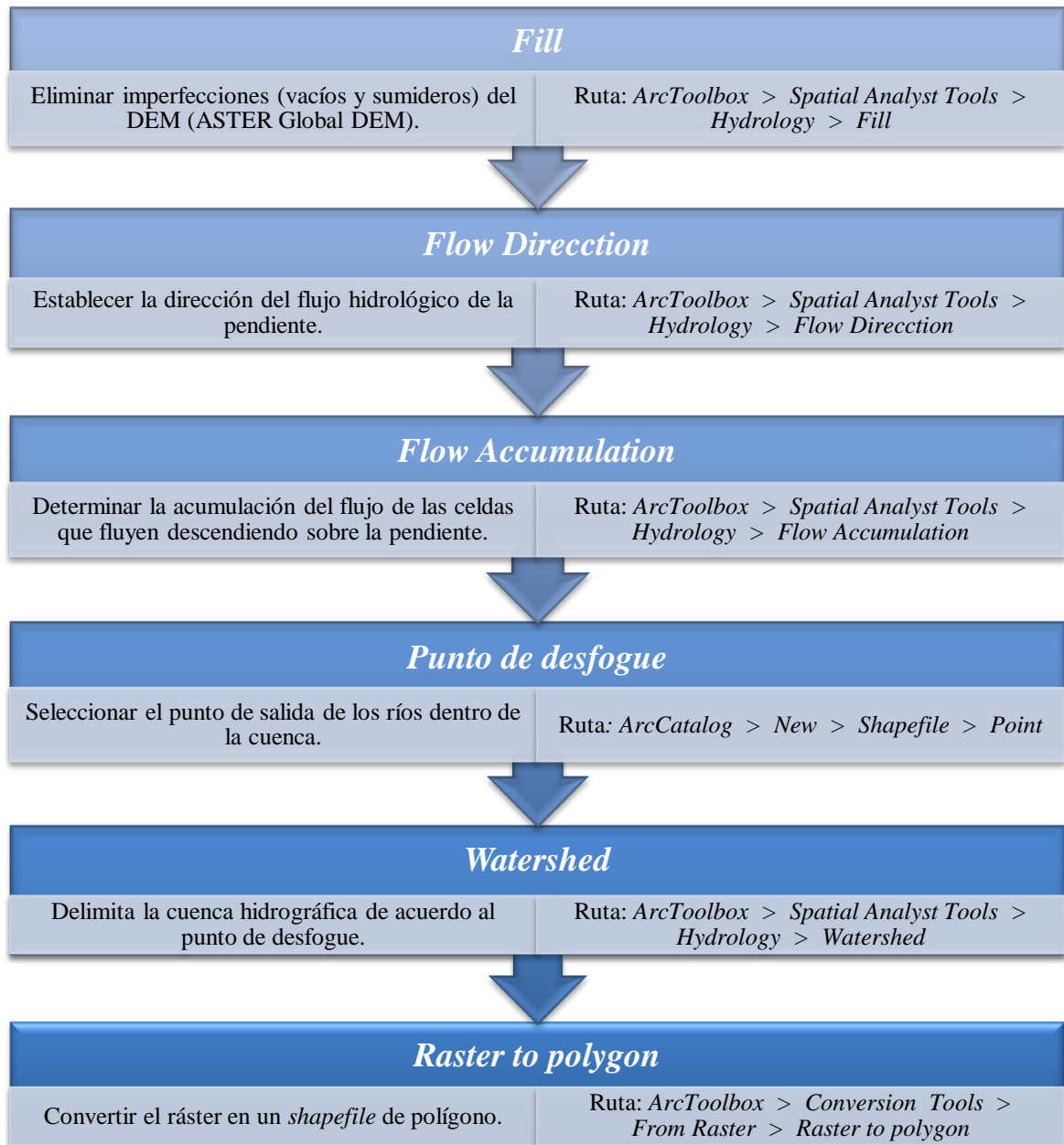


Figura 42: Procedimiento SIG para la delimitación de la cuenca del río Cachi.

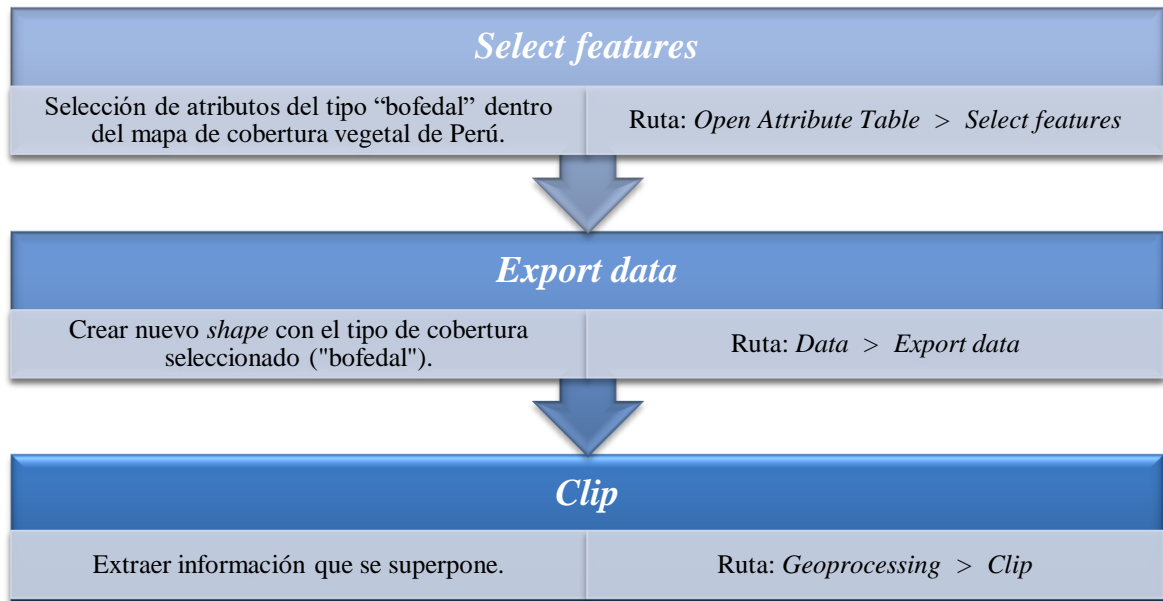


Figura 43: Procedimiento SIG para el cálculo de superficie de turberas en la cuenca del río Cachi.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 RESULTADOS

4.1.1 Descripción y caracterización del crecimiento de la turbera “Portuguesa”

a. Descripción y cronología del testigo POR1

Luego de la apertura longitudinal del testigo POR1 de 103 centímetros de longitud (Figura 44), se realizó una descripción general, de acuerdo a la profundidad en centímetros, en la que se observaron variaciones en su textura y composición, así como en su color, basados en la Tabla de Color de Suelo Munsell (Cuadro 3).

La edad basal del testigo POR1, determinada a partir de ocho dataciones con radiocarbono (^{14}C), fue de aproximadamente 3000 años cal BP (años calibrados *before present* o antes del presente: “presente” considerado convencionalmente como el año 1950). Este periodo es identificado como el Holoceno Tardío (Bird *et al.* 2011b; Kuentz *et al.* 2011; Bustamante *et al.* 2016). La calibración de estas dataciones se realizó utilizando CALIB7.0.4 y la base de datos Intcal13.14c (Reimer *et al.* 2013), con la que se obtuvieron edades expresadas en años cal BP. Los resultados de estas dataciones, y de sus calibraciones posteriores, se presentan en el cuadro 4.

El modelo cronológico edad/profundidad (Figura 45), tipo *smooth spline*, se determinó a partir de las dataciones con ^{14}C anteriormente mostradas, excluyéndose para ello solo la datación correspondiente al rango de 100 a 101 cm por presentar reversión, probablemente debido a un problema de contaminación al momento de la colección del testigo, por encontrarse cercano a la base. Las edades derivadas del modelo se expresaron en años calibrados BP, presentadas luego como años calendario AC y DC (antes de Cristo y después de Cristo, respectivamente), utilizadas frecuentemente en estudios similares para referirse a edades próximas al presente, a diferencia de los años cal BP (mostradas en adelante solo como “años BP”).

Cuadro 3: Descripción general de la composición del testigo POR1.

Profundidad (cm)	Descripción de la textura y Composición	Clasificación (Tabla Munsell)
0 – 10	Material orgánico degradado	10YR 3/2
10 – 24	Restos orgánicos bien definidos	10YR 2/2
24 – 48	Material orgánico degradado con fibras vegetales	10YR 2/2
48 – 49	Laminación muy oscura	10YR 2/1
49 – 51	Material orgánico degradado con fibras vegetales	10YR 2/2
51 – 53	Laminación muy oscura	10YR 2/1
53 - 60,5	Material orgánico degradado con fibras vegetales	10YR 2/2
60,5 – 62	Laminación muy oscura	10YR 2/1
62 – 65	Material orgánico degradado con algunas fibras vegetales	10YR 2/2
65 – 72	Material orgánico degradado arcilloso con algunas fibras vegetales	10YR 3/2
72 – 75	Material arcilloso con una pequeña sección de granos de arena	10 YR 3/2
75 – 90	Material orgánico degradado con restos de fibras vegetales	10YR 3/3
90 – 103	Material orgánico degradado con restos de fibras vegetales poco descompuestas	10YR 3/3

Elaboración propia

Cuadro 4: Dataciones ^{14}C del testigo POR1, indicando el código de laboratorio, profundidad de las dataciones (cm), porcentaje de carbono moderno (pMC), edad ^{14}C (BP: antes del presente), edad calibrada BP (cal BP) y edad calibrada determinada con 2 sigma.

Testigo	Código de laboratorio	Profundidad (cm)	Porcentaje de C moderno (pMC)	Edad ^{14}C (BP)	Edad calibrada (cal BP)	Edad cal BP (2 sigma)
	SaCA49804	3 – 4	98,93 ± 0,25	85 ± 30	107	24 - 263
	Beta - 465502	20 – 21	98,76 ± 0,37	100 ± 30	112	15 - 268
	Beta - 465503	43 – 44	95,50 ± 0,36	370 ± 30	436	317 - 503
POR1	SaCA49805	50 – 51	90,37 ± 0,26	815 ± 30	723	684 - 782
	Beta - 465504	62 – 63	78,45 ± 0,29	1950 ± 30	1900	1825 - 1984
	SaCA49806	86 – 87	74,17 ± 0,23	2400 ± 30	2421	2348 - 2679
	Beta - 465505	96 – 97	70,13 ± 0,26	2850 ± 30	2961	2876 - 3059
	SaCA49807	100 – 101	81,49 ± 0,25	1645 ± 30	1548	1417 - 1617

Elaboración propia

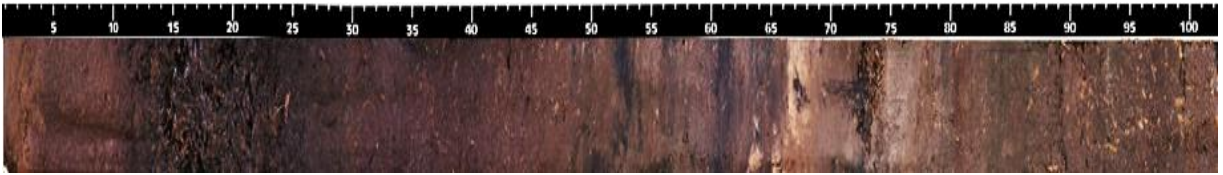


Figura 44: Fotografía del corte longitudinal del testigo POR1.

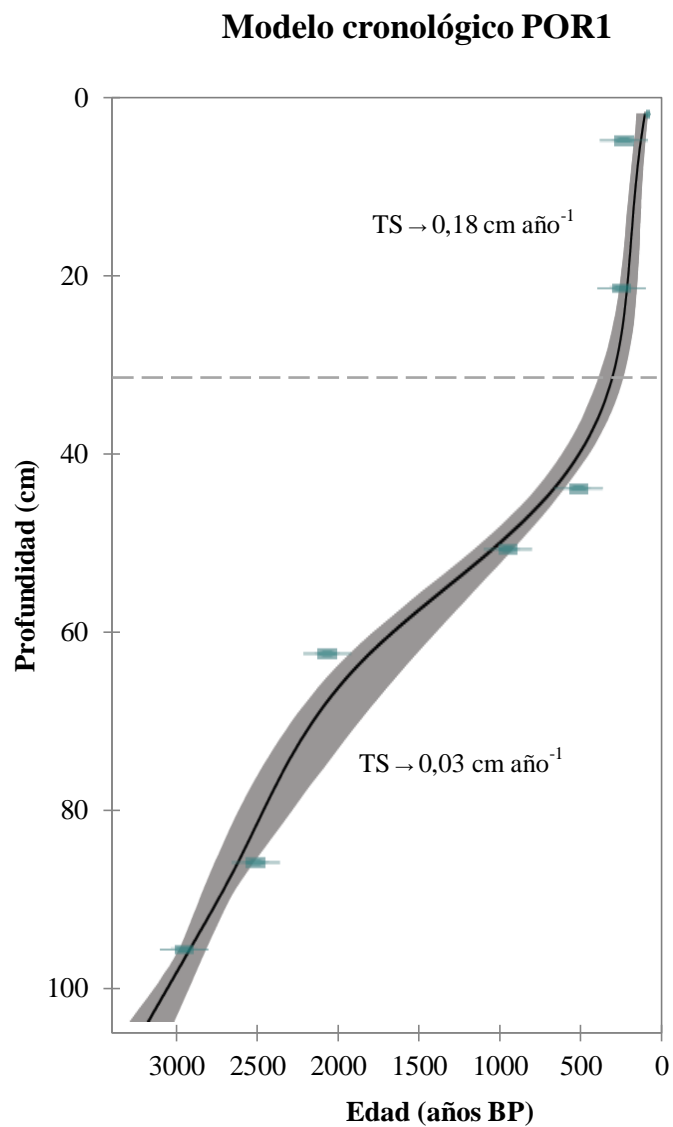


Figura 45: Modelo cronológico (edad vs. profundidad) del testigo POR1, donde se muestran las dataciones ^{14}C utilizadas para su construcción (como marcaciones de color verde) y las dos tasas de sedimentación promedio (TS).

En el modelo se identificaron dos fases de tasas de sedimentación (TS): la primera caracterizada por una tasa relativamente lenta y constante desde la base del testigo hasta aproximadamente los 33 centímetros, representada por un valor medio de $0,03 \text{ cm año}^{-1}$; y la segunda, por una tasa más acelerada en el resto del testigo hasta la superficie (promedio: $0,18 \text{ cm año}^{-1}$).

b. Radiografía del testigo (rayos-X) y densidad aparente

La imagen resultante de la radiografía digital en 2D del testigo POR1 muestra una clara variación en la escala de grises, reflejando así los cambios de densidad en el testigo (Figura 46). Se encontró que la densidad aparente promedio del testigo analizado fue de $0,199 \text{ g cm}^{-3}$ (desviación estándar: $0,155 \text{ g cm}^{-3}$), observándose que los valores más altos (valor medio: $0,324 \text{ g cm}^{-3}$) se ubicaron desde la base del testigo POR1 hasta el centímetro 60 (antes de 1298 años BP o 652 años DC), alcanzando un valor máximo de $0,768 \text{ g cm}^{-3}$ en el centímetro 73 (1897 años BP o 53 años DC), el cual coincidió con la coloración más oscura observada en la radiografía del testigo (Figura 46), donde además se identificó una pequeña sección de granos de arena durante su descripción (Cuadro 3).

Por otro lado, en el resto del testigo se identificaron menores valores de densidad aparente (promedio: $0,146 \text{ g cm}^{-3}$), con un mínimo de $0,012 \text{ g cm}^{-3}$ en el centímetro 22 (14 años BP o 1936 años DC), correspondiendo a mayores valores de la escala de grises, reflejados en la tonalidad más clara presente en la radiografía.

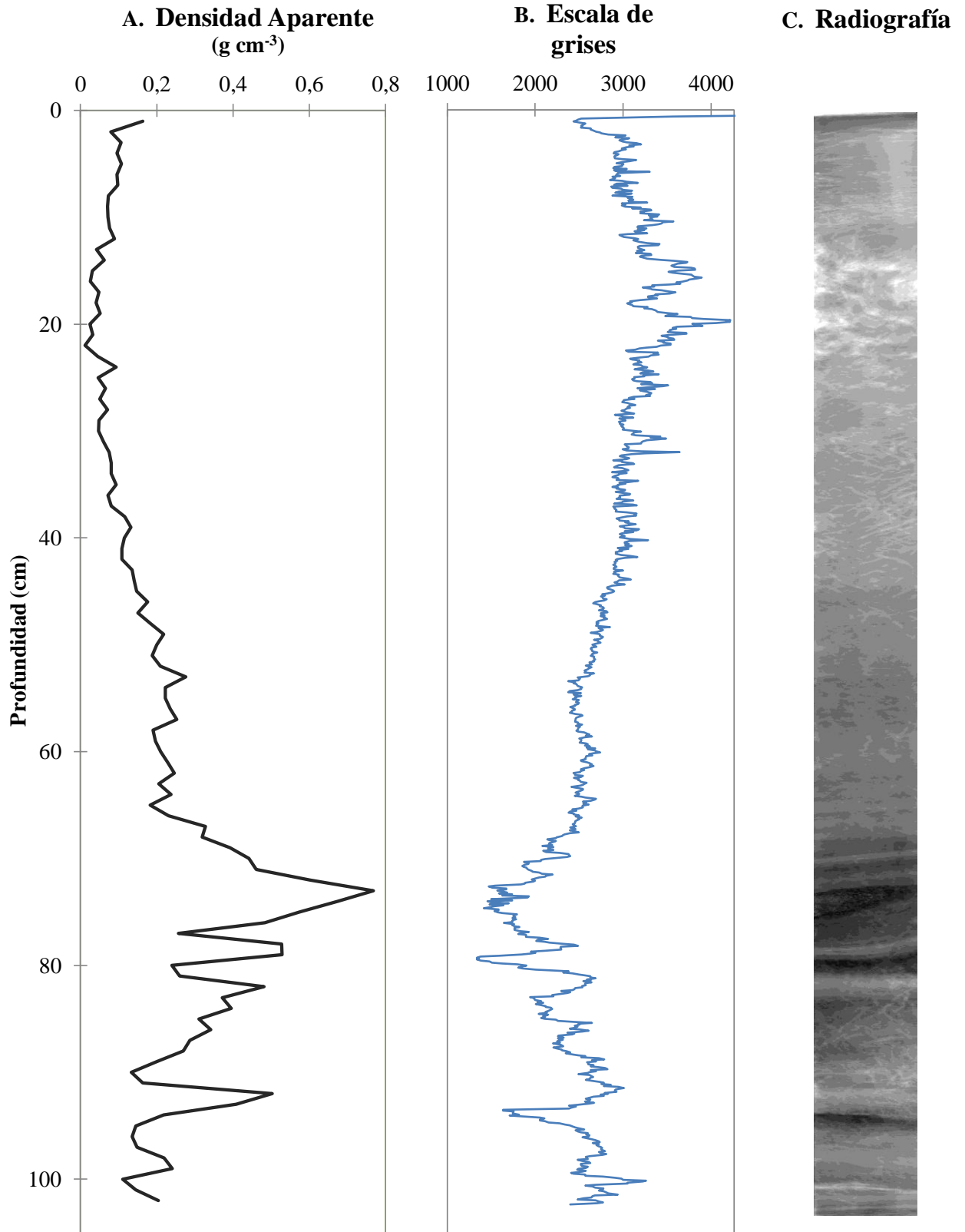


Figura 46: Contenido de densidad aparente (en g cm⁻³) por profundidad (cm) (A); escala de grises obtenida de la radiografía (B); y radiografía del testigo POR1 (C).

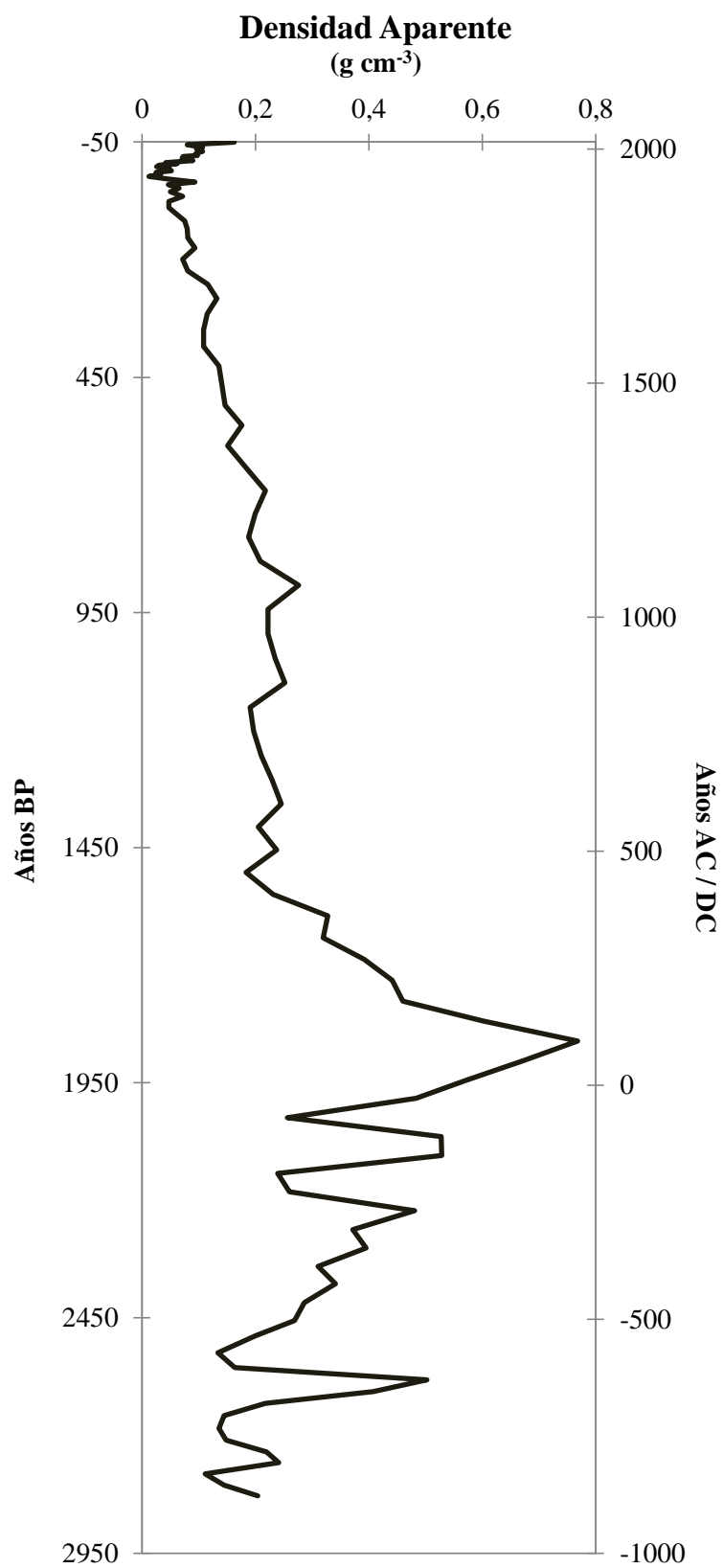


Figura 47: Contenido de densidad aparente en g cm⁻³ del testigo POR1, por edad en años BP y años AC (negativos) y DC (positivos).

4.1.2 Caracterización de muestras de turba y sedimentos del testigo POR1

a. Geoquímica inorgánica

La determinación del material inorgánico del testigo POR1 fue realizada a partir del análisis en un *Core Scanner* de Fluorescencia de Rayos-X.

Análisis de XRF

Dentro de los perfiles extraídos de las turberas es común encontrar (además de espesas capas de turba) horizontes minerales de diversos espesores, los cuales deben ser incluidos y considerados dentro del estudio de caracterización de estos ecosistemas, pues estos también forman parte de su proceso de formación y crecimiento. Así, la descripción general del registro POR1 (Cuadro 3) evidenció que en las partes del testigo en las que se encontraron las mayores proporciones material mineral, aún se visualizaron restos vegetales (fibras), probablemente debido a las condiciones anóxicas, y a que el crecimiento de las plantas se mantuvo a pesar de las grandes contribuciones alóctonas a la turbera reflejadas en estas secciones (Hribljan *et al.* 2016).

De esta manera, luego del análisis de XRF se obtuvieron recuentos de elementos cualitativos y semi cuantitativos (en cuentas por segundo: cps) para: aluminio (Al), potasio (K), rubidio (Rb), hierro (Fe), circonio (Zr), estroncio (Sr), sílice (Si), titanio (Ti), calcio (Ca), manganeso (Mn) y azufre (S). Los resultados de este procedimiento se presentan en milímetros (mm), debido a la escala a la cual se realizó este análisis.

Se realizó un Análisis de Componentes Principales (ACP) con los resultados de este análisis, el cual mostró tres distintas agrupaciones de elementos (Figura 48): en el primer grupo se encontraron Zr, Al Ti, K, Rb, Si, Fe, Ca y Sr; el segundo grupo lo conformaron Br y S; y, finalmente, en el tercer grupo se encontró solo a Mn. En el cuadro 5 se muestran los valores de los vectores propios para las dos componentes principales analizadas, en las cuáles se observa que la componente 1 (CP1) explica mejor el comportamiento de los elementos del grupo 1; mientras que la componente 2 (CP2) ejerce una mayor influencia en el comportamiento de los elementos de los grupos 2 y 3.

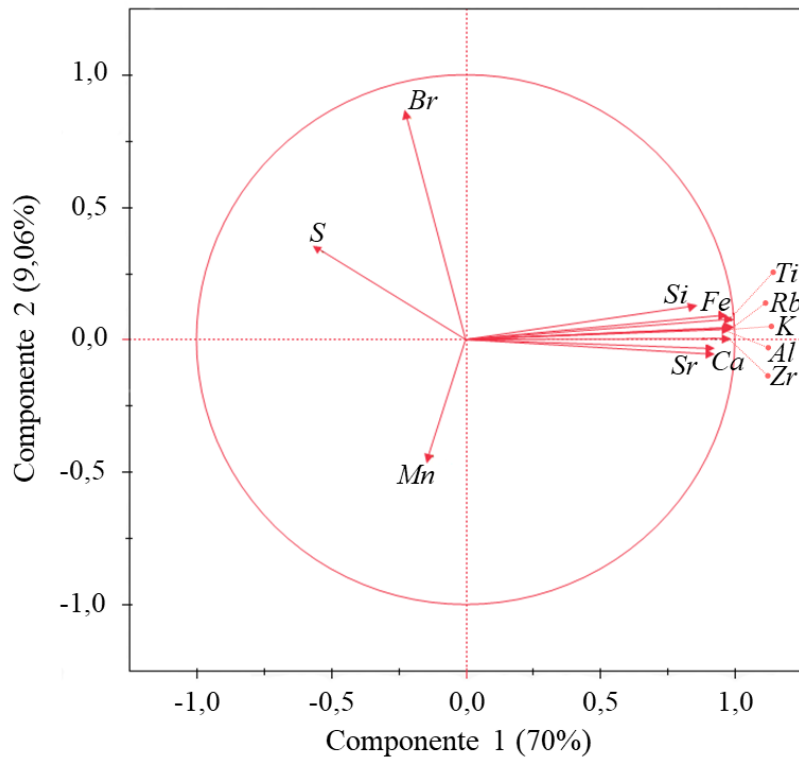


Figura 48: Análisis de Componentes Principales de los resultados del análisis de XRF del testigo POR1.

Cuadro 5: Valores de los vectores propios para la componente principal 1 (CP1) y la componente principal 2 (CP2).

	CP1	CP2
Al	0,33504	0,03704
Si	0,29137	0,12135
S	-0,19109	0,33269
K	0,33874	0,04253
Ca	0,31333	-0,03238
Ti	0,33738	0,07305
Mn	-0,04906	-0,43196
Fe	0,33037	0,08774
Br	-0,07649	0,81616
Rb	0,33522	0,04301
Sr	0,31314	-0,05257
Zr	0,33430	0,00356

Cuadro 6: Matriz de correlaciones del análisis de componentes principales.

	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Br	Rb	Sr	Zr
Al	1											
Si	0,8393	1										
S	-0,4615	-0,3816	1									
K	0,9846	0,8116	-0,4872	1								
Ca	0,9029	0,6558	-0,417	0,9271	1							
Ti	0,9595	0,8769	-0,5028	0,9647	0,8578	1						
Mn	-0,1003	-0,168	0,1408	-0,118	-0,0067	-0,1421	1					
Fe	0,9418	0,8128	-0,5094	0,9488	0,8415	0,9554	-0,1336	1				
Br	-0,1879	-0,1412	0,2944	-0,1751	-0,1852	-0,1547	-0,0392	-0,1187	1			
Rb	0,9300	0,769	-0,4898	0,9532	0,8817	0,9403	-0,1382	0,9252	-0,1688	1		
Sr	0,8302	0,6736	-0,4687	0,8596	0,8703	0,8431	-0,0910	0,8208	-0,2269	0,9187	1	
Zr	0,9133	0,8089	-0,5230	0,9302	0,8444	0,9437	-0,1428	0,9150	-0,2137	0,9663	0,9121	1

De acuerdo a su tendencia a lo largo del testigo POR1, los elementos encontrados en el análisis de XRF se pueden asociar en grupos muy similares a los definidos luego del ACP:

- a. Primer grupo (Zr, Al Ti, K, Rb, Si, Fe, Ca y Sr): los cuales presentaron un incremento con variaciones significativas desde la base hasta los centímetros 65 – 75, cuando se notó un descenso hasta aproximadamente la mitad del testigo, observándose luego un comportamiento relativamente constante hasta la superficie (Figura 49 y 50).
- b. Segundo grupo (Br y S,) que mostraron una general inestabilidad a lo largo del testigo, con una tendencia a la disminución desde la base hasta el centímetro 78, para después aumentar hasta los 32 centímetros, y luego presentar una gran variabilidad hasta la superficie (Figura 51).
- c. Tercer grupo (Mn): con un comportamiento muy inconstante en todo el testigo (Figura 52).

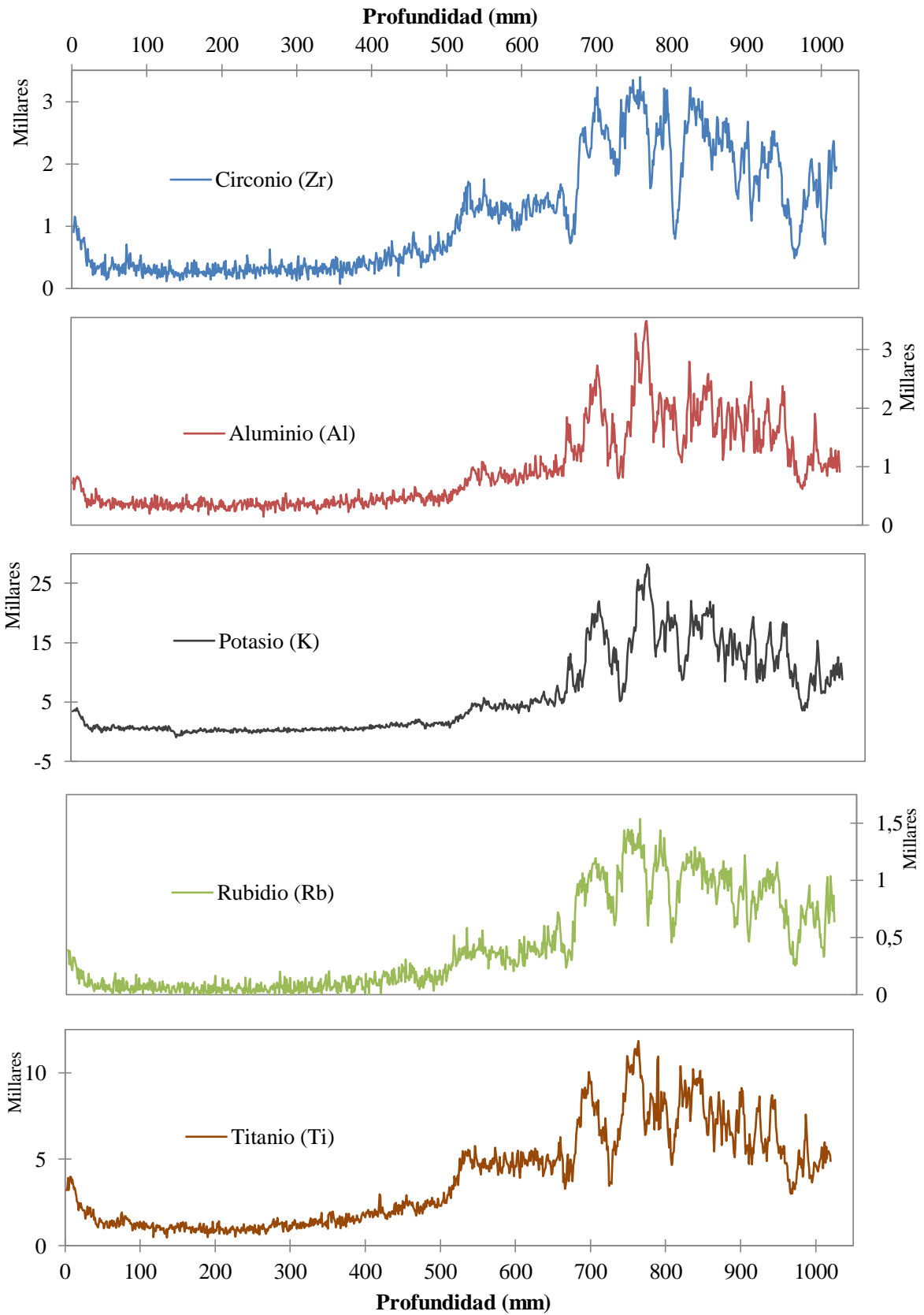


Figura 49: Primer grupo de elementos XRF (parte I), en cps.

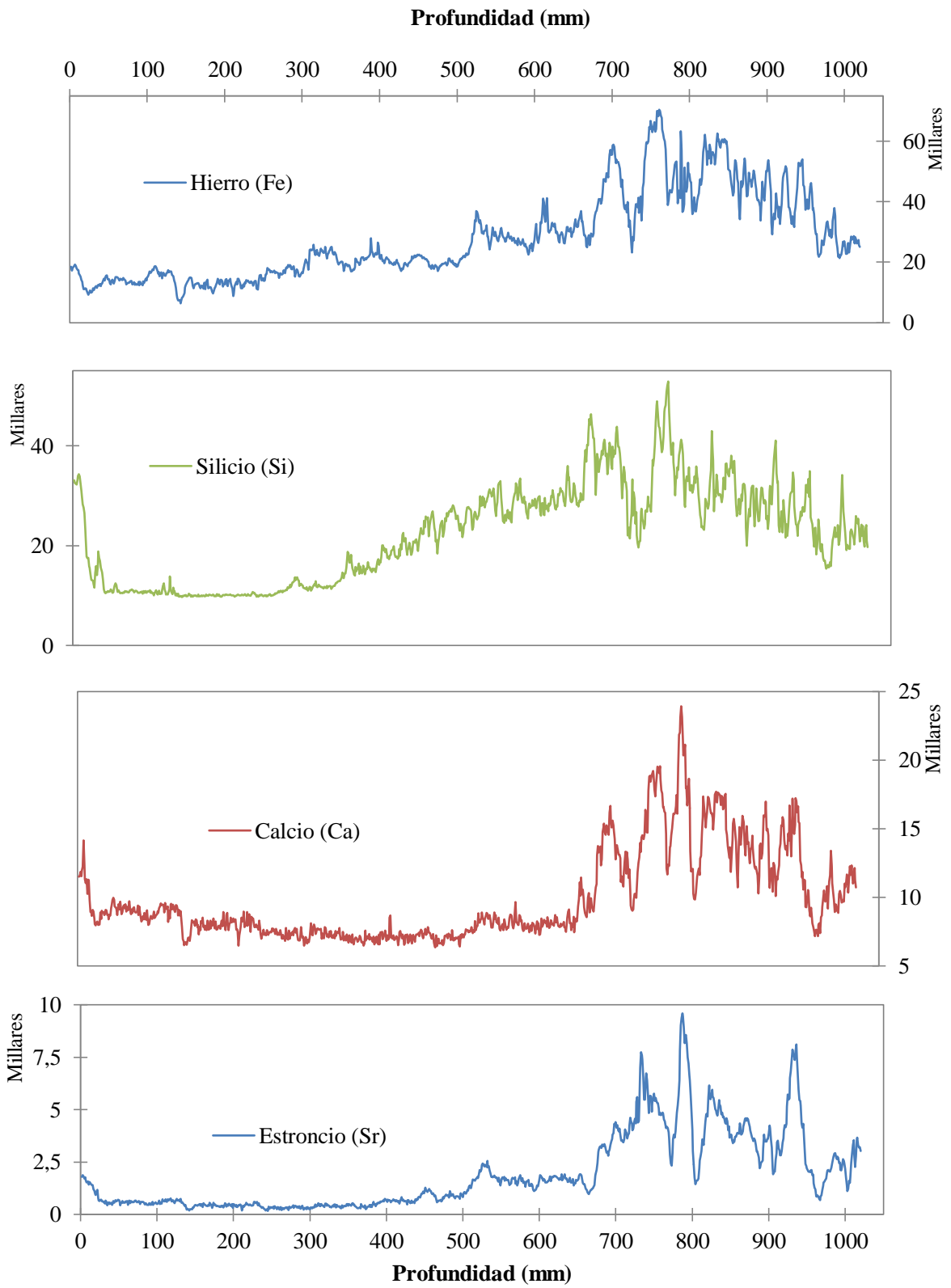


Figura 50: Primer grupo de elementos XRF (parte II), en cps.

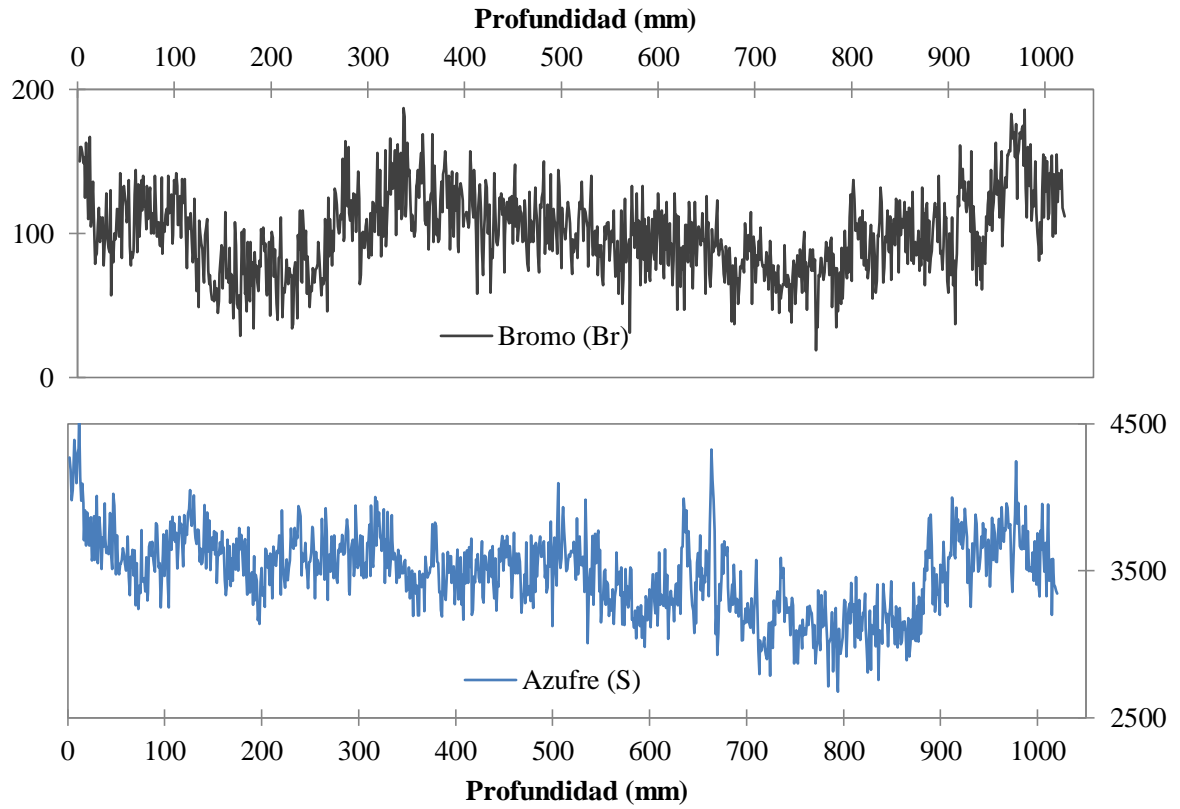


Figura 51: Segundo grupo de elementos XRF, en cps.

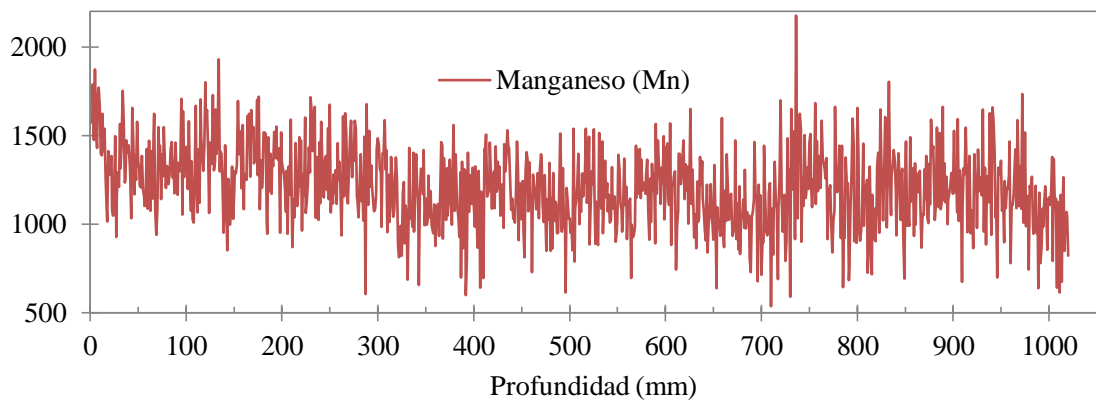


Figura 52: Tercer grupo de elementos XRF, en cps.

b. Geoquímica orgánica

Materia orgánica (MO)

El valor medio del contenido de materia orgánica resultó 55,1% (desviación estándar: 30,9%), encontrándose que los valores más bajos (promedio: 24,7%) se ubicaron entre la base del testigo POR1 hasta aproximadamente el centímetro 60 (antes de 1298 años BP o 652 años DC) (Figura 53), observándose que su mínimo valor (12%) se presentó en el rango de 72 (1856 años BP o 94 años DC) a 75 centímetros (1978 años BP o 28 años AC), coincidiendo con la ubicación del mayor valor de densidad aparente (Figura 46 y 47).

Por otro lado, en los 60 centímetros más superficiales del testigo se encontraron altos valores de materia orgánica (valor medio: 74,5%), alcanzando una concentración máxima de 98,5% en el rango correspondiente a 13 y 16 centímetros (-19 años BP o 1969 años DC y -10 años BP o 1960 años DC, respectivamente).

Análisis elemental

Luego este análisis, se obtuvieron valores de concentraciones de carbono orgánico total (COT), nitrógeno total (NT) y relación del porcentaje entre el carbono y el nitrógeno (C/N).

Los valores de COT presente en la turba (Figura 54A y 55A) mostraron un comportamiento similar al observado en la concentración de materia orgánica, notándose una primera fase con bajos entre los centímetros 103 (2873 años BP o 923 años AC) y 55 (1038 años BP o 912 años DC), con un promedio de 10,8%. En la segunda etapa, para el resto del testigo hasta la superficie, se registraron mayores concentraciones de COT, con valores que se encontraron en el rango de los 52,9 (máximo valor en 15 cm de profundidad: -13 años BP o 1963 años DC) y 15,8% en el centímetro 53 (933 años BP o 1017 años DC), con un contenido promedio 39,6%.

Para el contenido de NT (Figura 54B y 55B), se observó que desde la base del testigo hasta los 60 centímetros (antes de 1298 años BP o 652 años DC) se obtuvieron menores valores de concentración, con un promedio de 0,6%, ubicándose en esta sección el valor más bajo de contenido de NT en el centímetro 79 (2139 años BP o 189 años AC): 0,3%. Por otro

lado, para el resto del testigo se determinaron valores en el rango de los 3,1 (máximo valor en 7 cm de profundidad: -34 años BP o 1984 años DC) y 0,9%.

Finalmente, para la relación C/N (Figura 54C y 55C), determinada a partir de los resultados concentración de C y N provenientes del analizador elemental, se obtuvo un promedio 16,1, con valores que variaron entre 10,4 y 28,6, ubicados en el centímetro 1 (-59 años BP o 2009 años DC) y 15 (-13 años BP o 1963 años DC) respectivamente. Ambos valores se registraron en los 30 centímetros más superficiales del testigo (después de 88 años BP o 1862 años DC), los cuales se caracterizaron por presentar, en promedio, mayores valores de la relación C/N con una alta variabilidad, en comparación a la sección más profunda del testigo POR1.

Análisis isotópico

En el análisis de los isótopos estables de C y N, se obtuvo un $\delta^{13}\text{C}$ promedio -25,4‰, presentando un valor máximo de -23,2‰ a los 59 centímetros (1247 años BP o 703 años DC) y un mínimo de -26,6‰ a los 15 centímetros de profundidad (-13 años BP o 1963 años DC) (Figura 56A y 57A). Por otro lado, el $\delta^{15}\text{N}$ promedio fue de 1,6‰, con valores que se encontraron entre el rango de -1,0 y 5,1‰, siendo el mínimo valor el correspondiente a los 95 centímetros (2683 años BP o 733 años AC) y el máximo, a los 53 centímetros de profundidad (933 años BP o 1017 años DC) (Figura 56B y 57B).

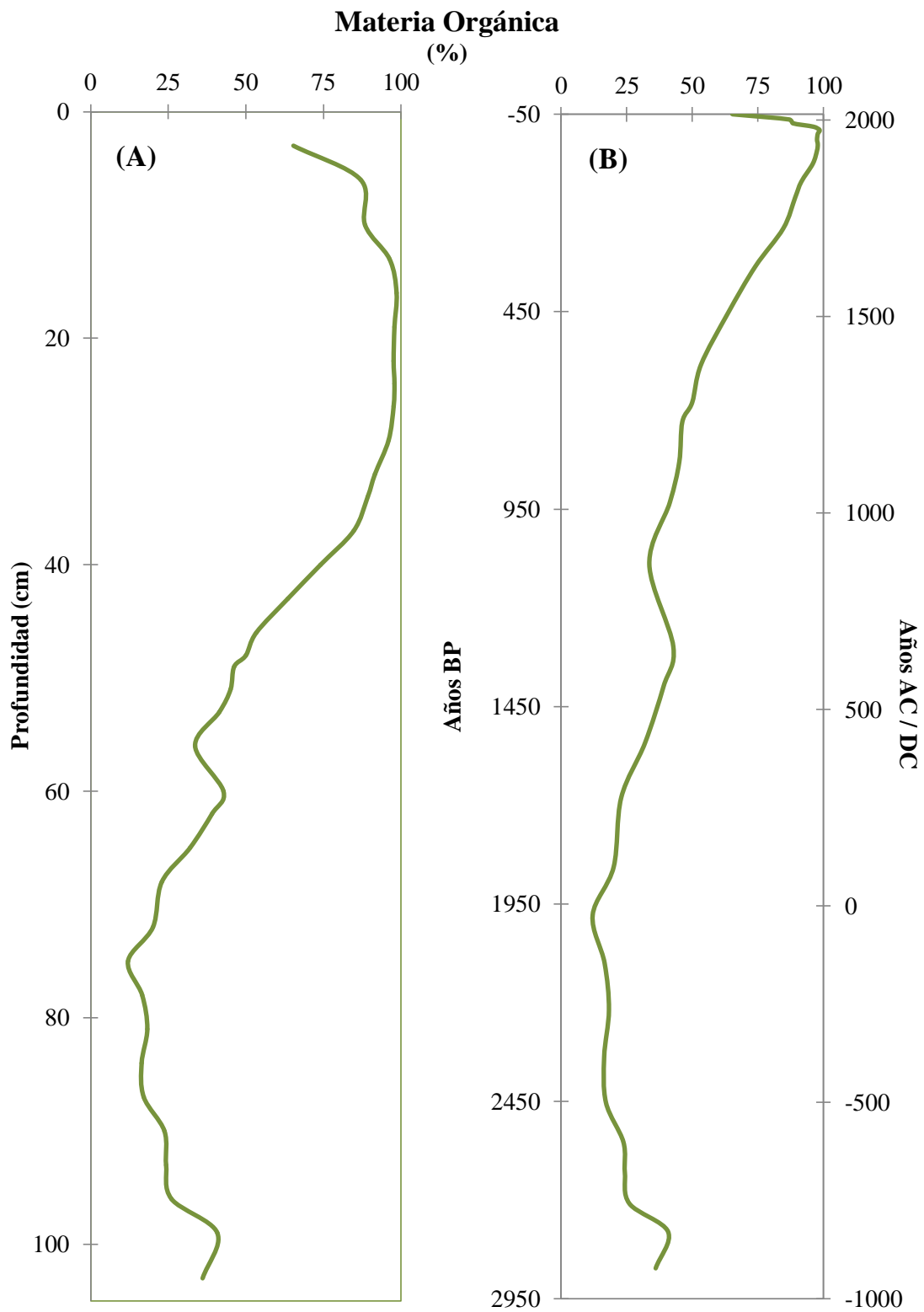


Figura 53: Contenido de materia orgánica en porcentaje del testigo POR1, por profundidad en centímetros (A) y por edad en BP y años años AC (negativos) y DC (positivos) (B).

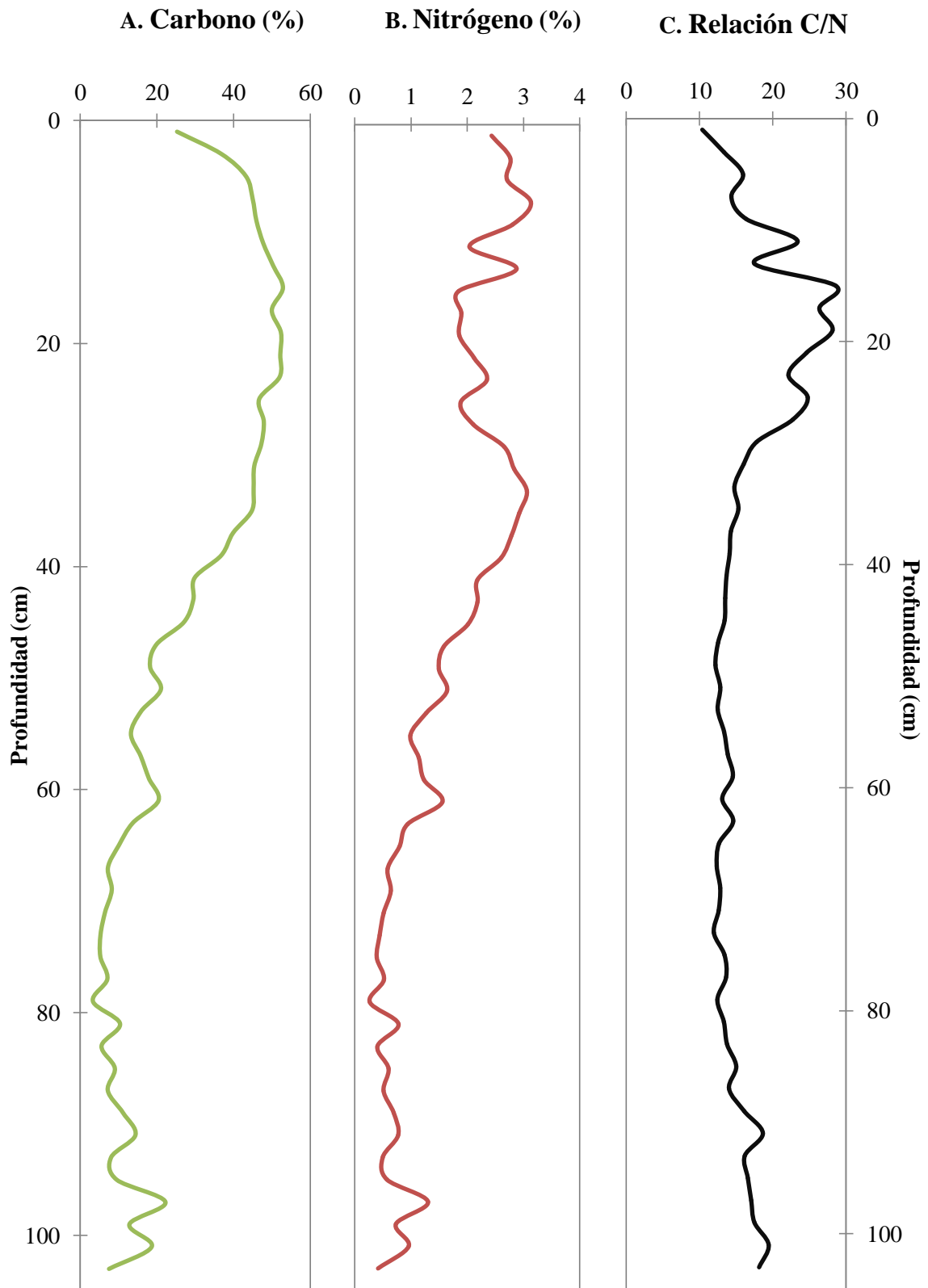


Figura 54: Contenido de carbono orgánico total en porcentaje (A), contenido de nitrógeno en porcentaje (B) y relación C/N (C) del testigo POR1 según la profundidad en centímetros.

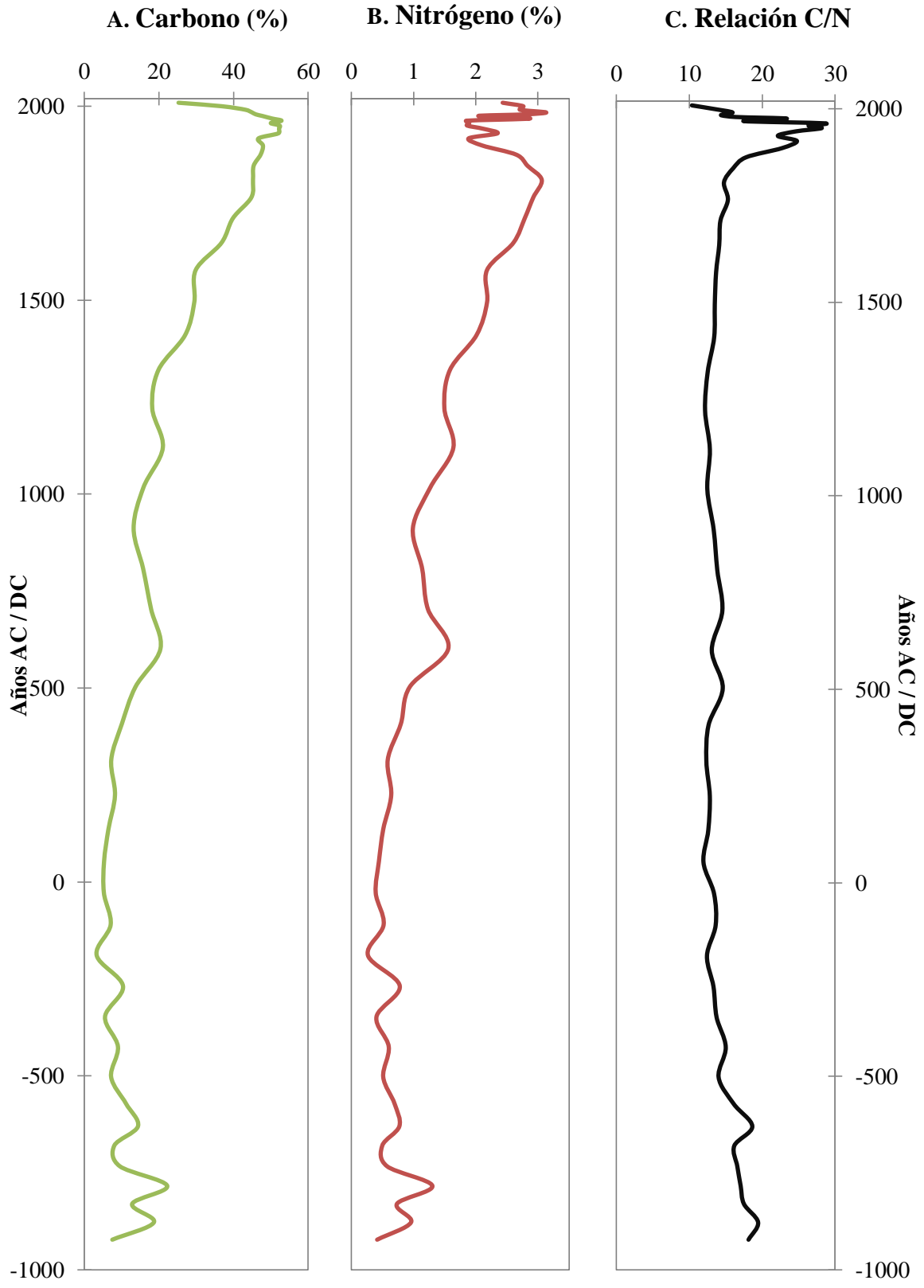


Figura 55: Contenido de carbono orgánico total en porcentaje (A), contenido de nitrógeno en porcentaje (B) y relación C/N (C) del testigo POR1 por edad en años AC (negativos) y DC (positivos).

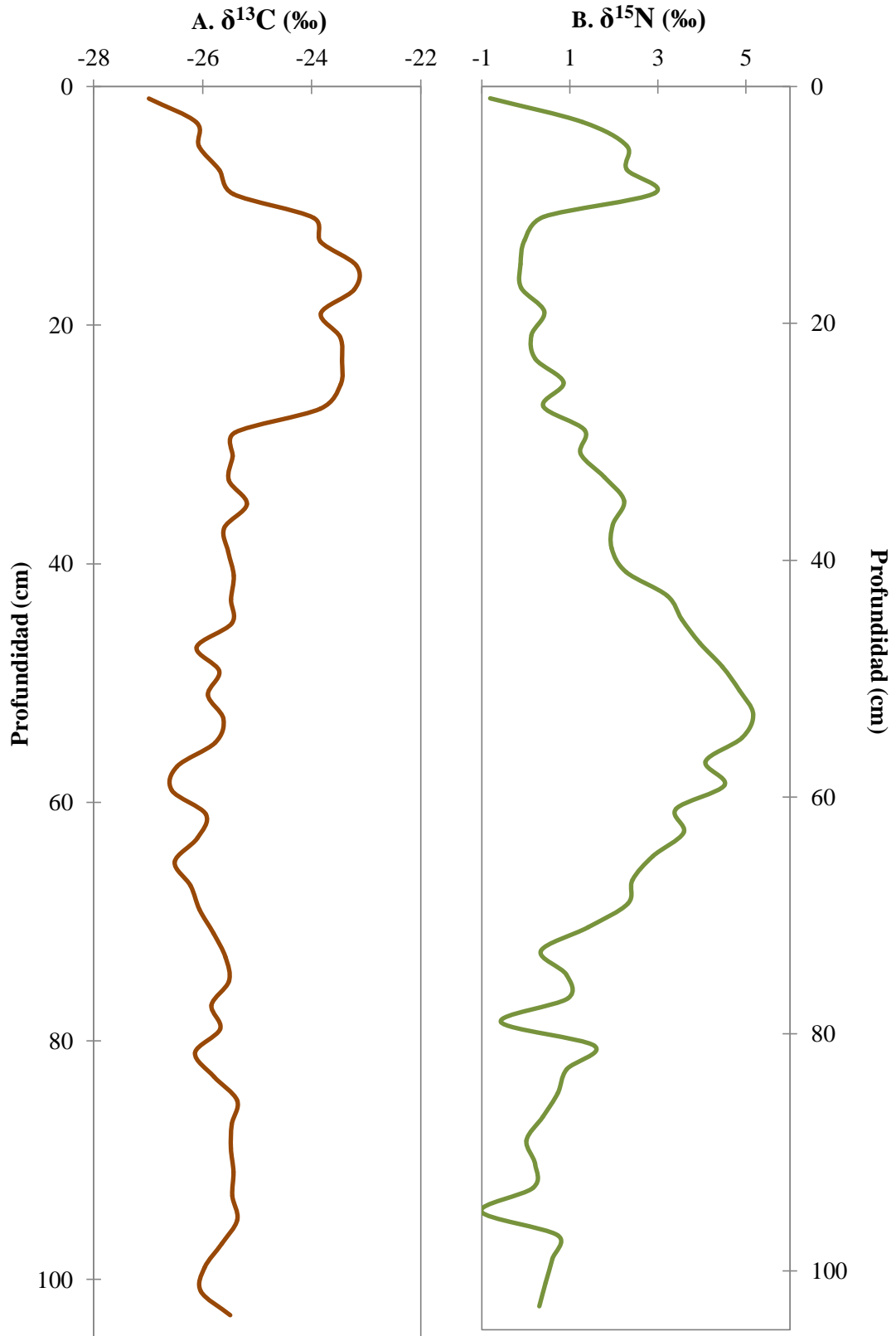


Figura 56: Variabilidad de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) (A) y $\delta^{15}\text{N}$ (en ‰) (B) del testigo POR1 por la profundidad en centímetros.

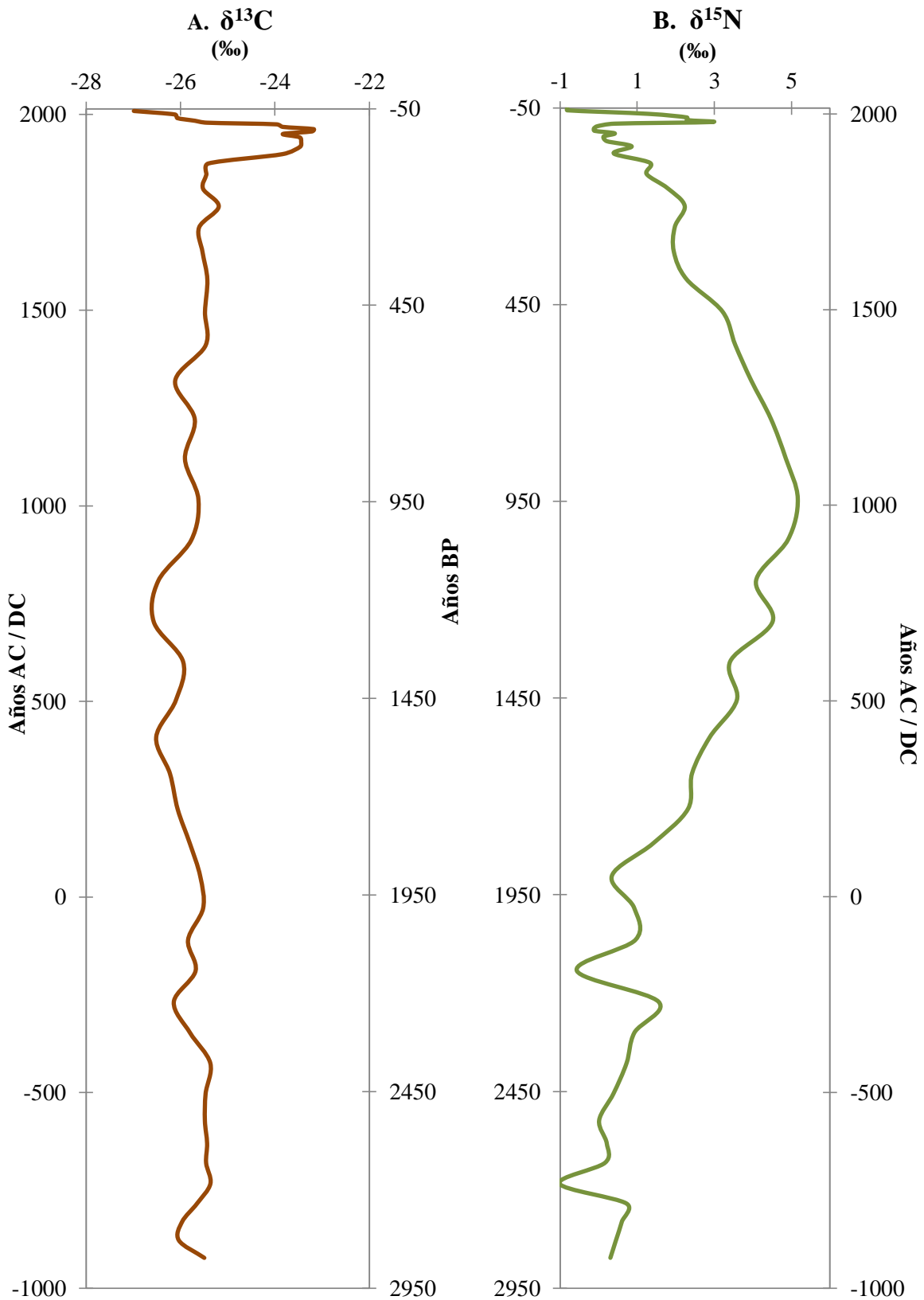


Figura 57: Variabilidad de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) (A) y $\delta^{15}\text{N}$ (en ‰) (B) del testigo POR1 por la edad en años BP y años AC (negativos) y DC (positivos).

4.1.3 Determinación de la acumulación de carbono durante el Holoceno Tardío

a. Tasas de acumulación de carbono

Las tasas de acumulación de C (TAC, en $\text{gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) se calcularon a partir de los valores de densidad aparente (g cm^{-3}), tasa de sedimentación (TS en cm año^{-1}) y contenido de COT determinado mediante análisis elemental (%).

Los valores de las TAC (Figura 58) variaron entre 123,3 y 2,5 $\text{gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, observándose que el valor máximo se encontró en el centímetro 12 (-21 años BP o 1971 años DC) y el mínimo, en el centímetro 27 (51 años BP o 1899 años DC). Esta profundidad coincidió, además, con el final de una etapa caracterizada por bajos valores de TAC con tendencia constante (promedio: 10,6 $\text{gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), luego de la cual se obtuvieron tasas más altas y con una mayor variabilidad (valor medio: 59,6 $\text{gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$).

b. Stock de carbono

La masa acumulada a lo largo del testigo POR1 fue de 20 g cm^{-2} y su contenido promedio de COT resultó 26%, por lo que se determinó que la reserva de C presente en la turbera altoandina “Portuguesa”, para un metro de profundidad, fue de 52 kgC m^{-2} .

Además, se calculó que para el periodo con mayores valores de tasas de acumulación de C (Figura 58), es decir aproximadamente en los últimos 400 años, se acumuló 3 g cm^{-2} de masa total, con un contenido promedio de COT de 45%, obteniéndose así que se almacenaron 13 kgC m^{-2} durante este periodo.

Tasas de acumulación de carbono
($\text{gC m}^{-2} \text{año}^{-1}$)

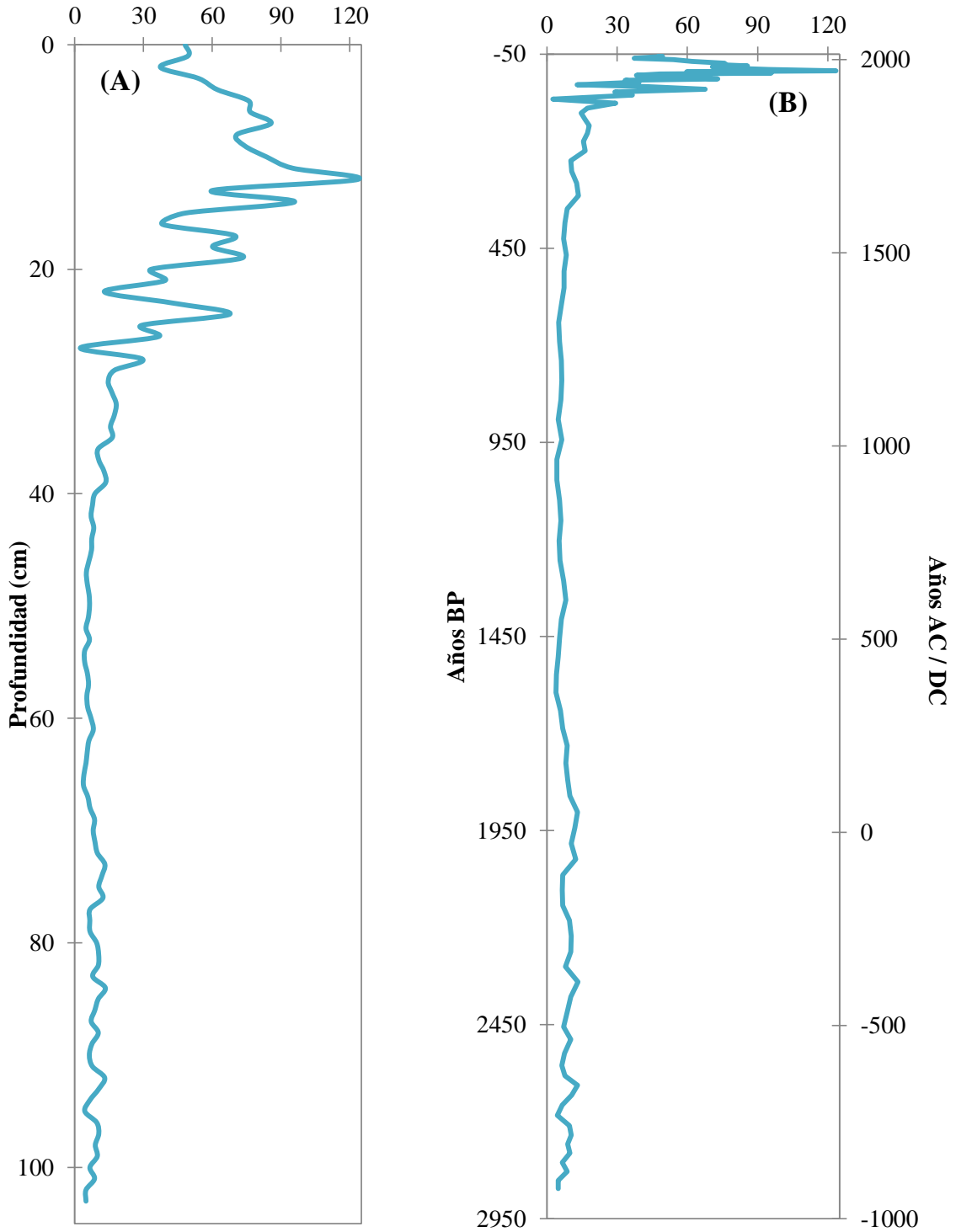


Figura 58: Tasas de acumulación de carbono en $\text{gC m}^{-2} \text{año}^{-1}$ del testigo POR1, por profundidad en centímetros (A) y por edad en años BP y en años AC (negativos) y DC (positivos) (B).

4.1.4 Ampliación de resultados obtenidos

El contenido de C acumulado por estos ecosistemas se estimó extrapolando el valor de stock de C, para el área total de la turbera altoandina analizada y para la superficie total de turberas identificadas en toda la cuenca del río Cachi.

De esta manera, el área de la turbera altoandina “Portuguesa”, determinada por análisis SIG, fue de 339 300 m² (Figura 28), por lo que el contenido de C acumulado por este ecosistema, estimado para un metro de profundidad, resultó aproximadamente 17 700 tC.

Finalmente, la superficie total de las turberas altoandinas identificadas en toda la cuenca del río Cachi fue de 115 km² (Agua – Andes 2015; MINAM 2015) (Figura 27), por lo que se estimó que estos ecosistemas almacenaron alrededor de 6 millones de tC durante el Holoceno Tardío (3000 años BP).

4.2 DISCUSIONES

4.2.1 Reconstrucción paleoambiental y paleoclimática del Holoceno Tardío en los Andes centrales peruanos

En este estudio, el registro POR1 brindó información sobre los cambios climáticos y ambientales de los últimos 3000 años BP en los Andes centrales peruanos (Holoceno Tardío). La reconstrucción paleo climática y paleo ambiental se realizó mediante el análisis de las diferentes tasas de acumulación (en g m⁻² año⁻¹) (Figura 59), de la densidad aparente y de los resultados de la geoquímica orgánica e inorgánica del testigo. Las tres principales tasas de acumulación que se discutirán son:

- a. De masa total: turba y sedimentos, TATS.
- b. De material orgánico, TAMO (relacionada a la TAC que se discutirá en el subcapítulo siguiente de las discusiones).
- c. De material mineral, TAMM.

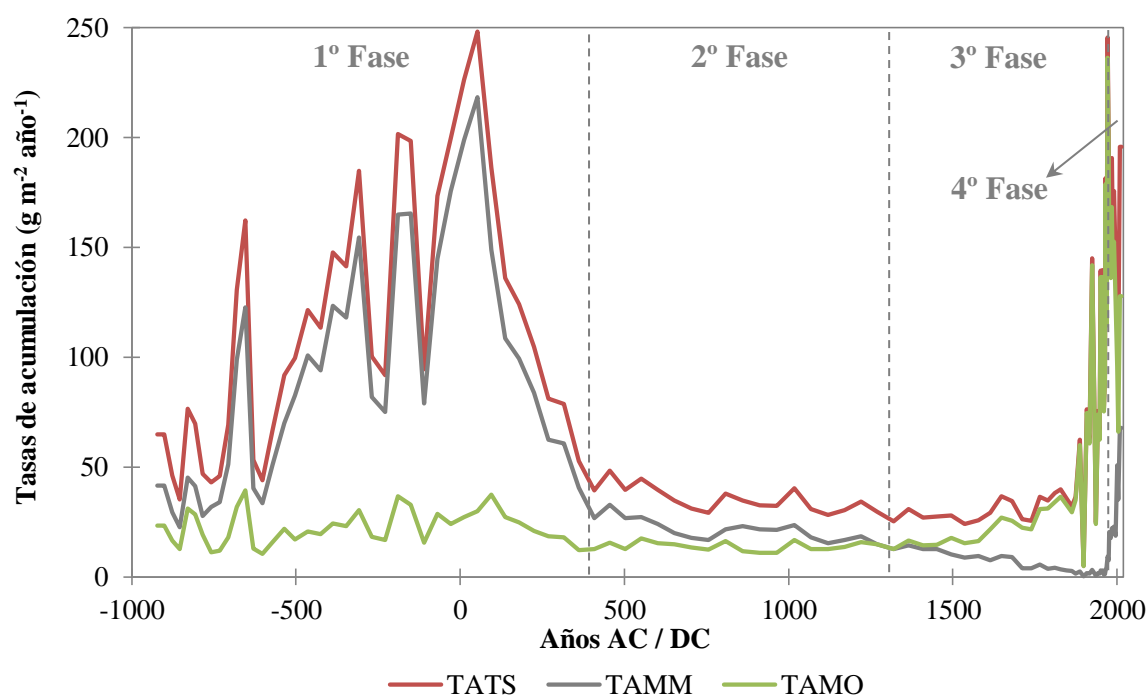


Figura 59: Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material mineral (Tamm) y de material orgánico (TAMO) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), a lo largo de todo el testigo POR1, mostrando las cuatro fases de acumulación.

A partir, principalmente, de las tendencias de estas tasas, se identificaron cuatro fases distintas de acumulación, con diferentes condiciones climáticas y ambientales, y dinámicas dentro de la turbera.

a. Primera fase

Inició en aproximadamente 1000 años AC (2950 años BP) hasta alrededor de 400 años DC (1550 años BP), lo cual correspondió a la profundidad aproximada de 40 centímetros del registro POR1, desde la base. Los resultados mostraron claramente que la acumulación de masa total durante esta fase (promedio: $109 \text{ g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) estuvo principalmente influenciada por el aporte de material mineral (promedio: $87 \text{ g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) (Figura 60), explicado por la gran cercanía entre ambas tendencias a lo largo de este periodo y la alta correlación entre las tasas ($R^2: 0,99$), notándose además que en 50 años DC (1900 años BP) las TATS alcanzaron su máximo valor en el testigo (Figura 60), de $248 \text{ g m}^{-2} \text{año}^{-1}$, de los cuales el 88% correspondió al componente mineral ($218 \text{ g m}^{-2} \text{año}^{-1}$). Las TAMO fueron bajas, explicadas por el material orgánico degradado de textura arcillosa, con

algunos restos de fibras vegetales, encontrado en el registro POR1 en esta fase (Cuadro 3, Figura 44).

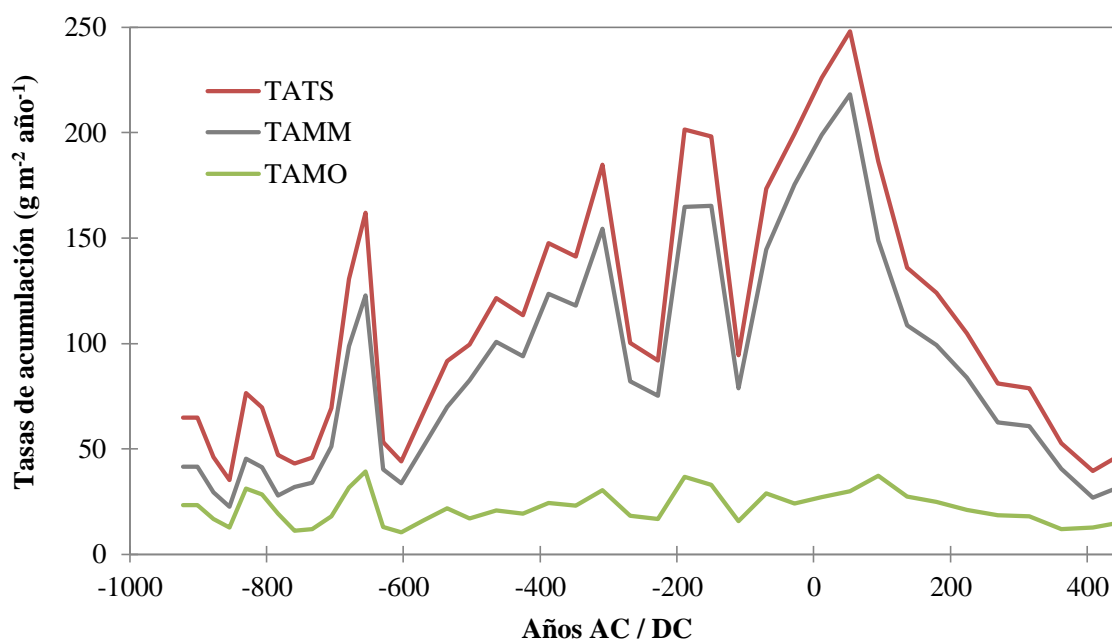


Figura 60: Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material orgánico (TAMO) y de material mineral (TMM) (en g m⁻² año⁻¹) por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), durante la primera fase de acumulación.

Este periodo estuvo caracterizado por una fuerte variación en muchos de los parámetros analizados (p. ej. la densidad aparente, la concentración de la mayoría de elementos químicos analizados por XRF y las TMM). En la radiografía del testigo POR1 (Figura 46C), se observaron laminaciones bien definidas durante esta fase, las cuales correspondieron exactamente a los picos de densidad aparente, además de los picos de los elementos litogénicos (principalmente Ti, Zr y Sr).

Entonces, se realizó la estandarización con el titanio para interpretar los resultados obtenidos con el XRF, ya que este es un elemento relativamente inerte y no posee rol activo en los procesos biológicos (Müller *et al.* 2016). De esta manera, los picos de las relaciones Sr/Ti y Zr/Ti correspondieron a los centímetros 92,5, 78,5 y 75 (660 y 188 años AC y 55 años DC, respectivamente) y coincidieron con el aumento de la densidad aparente, lo que indicó un incremento de la fracción arenosa del sedimento. Esto sugirió que los elementos Zr y Sr normalizados a Ti están directamente relacionados a la entrada de minerales y presencia de arenas, por lo que pueden ser utilizados como indicadores del

tamaño de las partículas, confirmando lo indicado por Chawchai *et al.* (2016). Estos picos fueron interpretados como la llegada de material grueso debido a los eventos de “run-off” (Figura 61), los cuales suceden generalmente durante épocas más secas (Janský *et al.* 2011).

Durante esta fase, algunos estudios paleoclimáticos reportaron eventos húmedos en los Andes entre 550 y 50 años AC (2500 y 2000 años BP) (Tigre Perdido: Breukelen van *et al.* 2008; Pumacocha: Bird *et al.* 2011a; Shatuca: Bustamante *et al.* 2016). Esto también se confirma con lo registrado por Engel *et al.* (2014) en los Andes centrales occidentales, quienes describieron al intervalo 800 años AC – 0 (2750 – 1950 años BP) como una época mayormente seca para esa región, observaciones consistentes con el aumento de los niveles de polvo en el núcleo de hielo de Sajama durante la primera mitad de este intervalo de tiempo (Thompson *et al.* 1998). Además, en base a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados en su registro de la cueva peruana Huagapo, Kanner *et al.* (2013) indicaron la ocurrencia de una transición hacia condiciones más secas durante un largo periodo de aproximadamente mil años, desde 550 años AC (2500 años BP), lo cual se confirmó con la alta abundancia de polen de la familia Poaceae encontrada en el lago peruano Pomacochas (Bush *et al.* 2015).

Es necesario recordar que el testigo POR1 fue colectado en un ambiente volcánico, pues la turbera “Portuguesa” se localiza en un antiguo cráter de volcán de 3,7 millones de años (Noble y Mckee 1982) (Figura 28), donde se identificó como componentes principales a las rocas andesitas, un tipo de roca ígnea volcánica presente en gran parte de los Andes (ricas en óxidos de Si, Al, Fe, Na, Ca, K y Ti). Por lo tanto, la gran deposición de material mineral en esta turbera a lo largo de la primera fase fue resultado de la erosión local (cráter del volcán). Además, durante esta fase se encontraron los menores contenidos de COT del testigo POR1 (Figura 55A), por debajo del estándar utilizado usualmente para caracterizar el material como turba (12%: Hribljan *et al.* 2016), lo que coincidió con un mayor aporte mineral desde alrededor de 750 años AC (2700 años BP) hasta 400 años DC (1550 años BP), cuando también se observó que la mayor parte del material encontrado en el registro POR1 tuvo una textura arcillosa, con una coloración ligeramente más clara. Es por esto que las altas Tamm como consecuencia de los eventos de “run-off” esporádicos, podrían indicar también la presencia de condiciones más cálidas, lo cual permitió el deshielo rápido de la nieve recién caída (Janský *et al.* 2011), resultando en una mayor erosión en las laderas del Nevado “Portuguesa”, con algunas áreas posiblemente ya expuestas durante esos años.

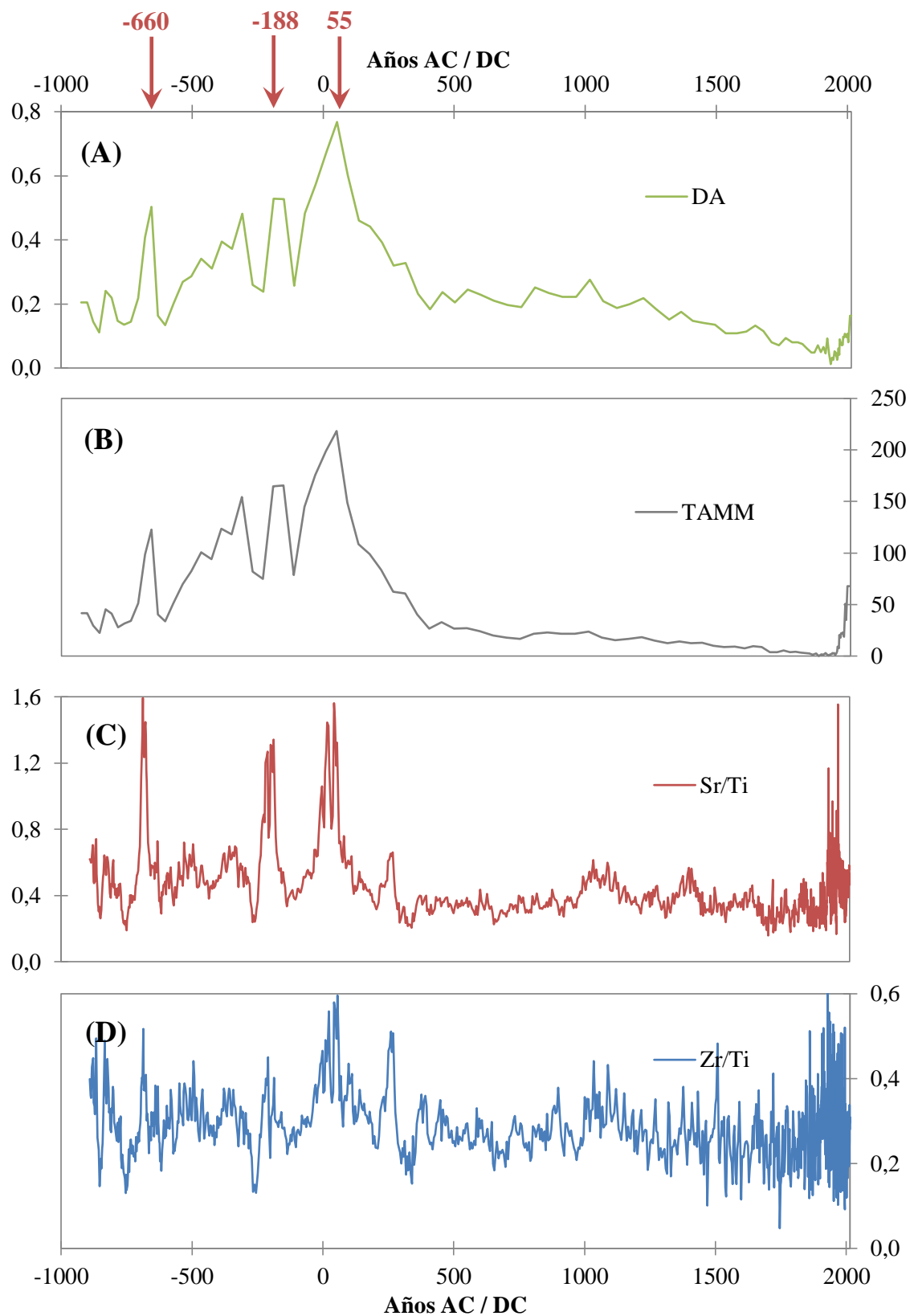


Figura 61: Tendencias de densidad aparente (DA en g cm^{-3}) (A), de las tasas de acumulación de material mineral (TAMM en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) (B) y de las relaciones Sr/Ti (C) y Zr/Ti (D), a lo largo del testigo POR1, por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), resaltando la ocurrencia de los eventos de “run-off” (flechas color rojo).

A nivel global, alrededor de 850 años AC (2800 años BP) se registró un gran cambio climático hacia condiciones más húmedas (Chambers *et al.* 2007). En Sudamérica, tras observar tasas de acumulación de sedimentos en dos sistemas de llanuras aluviales en el río Amazonas que resultaron ser al menos 200 veces más altas que las de los períodos “normales”, Moreira-Turcq *et al.* (2014) evidenciaron la ocurrencia de una o varias inundaciones extremas sucesivas alrededor de 750 años AC (2700 años BP), que correspondió a los desplazamientos hacia el sur de la ZCIT.

Observaciones similares para este periodo se obtuvieron en los estudios realizados en las cuevas Tigre Perdido (Breukelen van *et al.* 2008), Pumacocha (Bird *et al.* 2001a) y Shatuca (Bustamante *et al.* 2016), registrando bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (fuertes precipitaciones), lo que correspondió al gran aumento en las TAMM y de la densidad aparente identificado en el testigo POR1 a partir de 750 años AC (2700 años BP), así como del descenso del contenido de materia orgánica (Figura 53B). Luego, se describió al intervalo de 850 a 650 años AC (2800 a 2600 años BP) como un período de pocos eventos El Niño intensos (Moy *et al.* 2002), que correspondió a lo encontrado en el registro del lago Pumacocha (Perú), donde se observó un pico negativo de $\delta^{18}\text{O}$ en 840 años AC (2790 años BP), relacionada a fuertes precipitaciones, debido a una mayor intensidad del monzón sudamericano (Bird *et al.* 2001a). Esto se registró en el testigo POR1 como un visible aumento en las TATS en 830 años AC (2780 años BP).

b. Segunda fase

Durante aproximadamente los próximos mil años, a partir de 400 años DC (1550 años BP), hasta 1320 años DC (630 años BP), los valores de las TATS resultaron notoriamente inferiores (promedio: $35 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y presentaron una menor variabilidad respecto a la fase anterior. A lo largo de este periodo, se observó que las TAMM en el registro POR1 son más bajas y que presentaron una tendencia a la disminución hacia finales de esta etapa (Figura 62), como posible consecuencia de la reducción de la ocurrencia de eventos erosivos extremos que aportaban material mineral a la turbera. Sin embargo, esto también ocurrió probablemente debido al aumento de la superficie del valle, lo que provocó una dispersión de los minerales y, por lo tanto, una disminución de las TAMM. En esta fase, las TAMO se mantuvieron muy bajas y el material orgánico degradado que se identificó en el registro POR1 se caracterizó por la presencia con fibras vegetales más visibles que en la primera fase (Cuadro 3, Figura 44).

Entre 400 y 1050 años DC (1550 y 900 años BP), Bird *et al.* (2011b) reportaron un periodo con altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ en el registro Pumacocha, sugiriendo una disminución en la precipitación, inicio que coincidió con el de esta segunda fase de acumulación. Apaéstegui *et al.* (2014) también identificaron etapas caracterizadas por una reducción en la intensidad del monzón sudamericano (es decir, menor precipitación) durante 580 – 720 años DC (1370 – 1230 años BP) y 820 – 920 años DC (1130 – 1030 años BP), intervalos en los cuales en el testigo POR1 se identificaron reducciones en la densidad aparente (Figura 47), las TATS (Figura 62), en la concentración los elementos XRF del primer grupo (Figura 49 y 50), y en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 57A), indicando una menor disponibilidad de agua en la turbera (Schitteck *et al.* 2015).

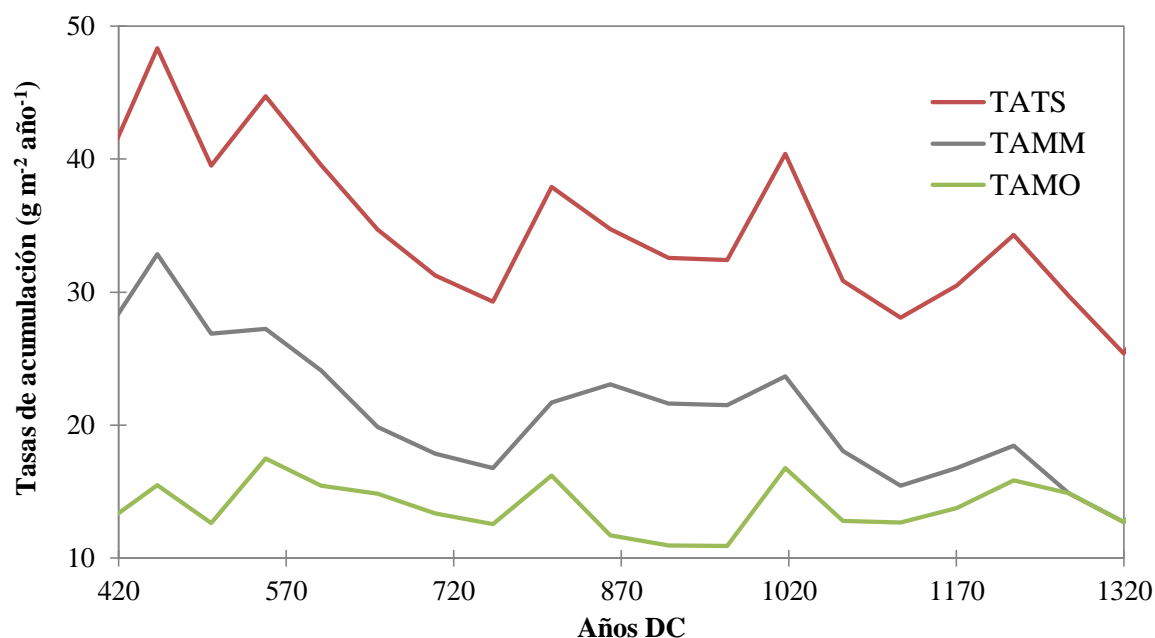


Figura 62: Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material orgánico (TAMO) y de material mineral (TAMM) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) por edad en años DC (positivos), durante la segunda fase de acumulación.

La disminución de las TAMM observada en este estudio luego de 1220 años DC (730 años BP), coincidió con el periodo seco registrado en el núcleo de hielo de Quelccaya en el intervalo 1250 – 1310 años DC (700 – 640 años BP) (Thompson *et al.* 1986) y en el registro de turba extraído del valle Carhuasanta, después de 1210 años DC (740 años BP) (Engel *et al.* 2014). Por otro lado, en la turbera “Portuguesa” las TAMO mostraron un aumento gradual y constante (sincrónico a la disminución en la densidad aparente: Figura 47), alcanzando valores muy similares a los de las TAMM, llegando a ser iguales en 1320

años DC (630 años BP) ($13 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Luego de esto, las TAMO empezaron a aumentar (al igual que el material orgánico degradado con mayor notoriedad de fibras vegetales encontrado en el testigo POR1: Figura 44), mientras que las de material mineral continuaron disminuyendo.

El conjunto de estos resultados parece indicar la ocurrencia de un periodo de transición hacia condiciones más húmedas, desde 1220 años DC (730 años BP), final del periodo de la ACM caracterizada por condiciones áridas y cálidas (1250 años DC o 700 años BP: Thompson *et al.* 1986; Jomelli *et al.* 2009; Bird *et al.* 2011a; Vuille *et al.* 2012; Kanner *et al.* 2013), hasta 1320 años DC (630 años BP), con la presencia de una napa freática más alta y permanente, que probablemente fue responsable del inicio del desarrollo de la turbera “Portuguesa”, sincrónico además con el aumento de los valores del contenido de COT y la relación C/N (Figuras 54A y 54C). Adicionalmente, se infirió que este proceso se llevó a cabo mediante “formación primaria de turba” (Rydin y Jeglum 2013), por lo que la producción de las capas de turba empezó a realizarse a partir de esta fecha, directamente sobre suelo mineral húmedo recién expuesto, debido al posible retroceso del nevado cercano.

Debido a que parte de los componentes identificados en el antiguo volcán “Portuguesa” fueron rocas ígneas volcánicas tipo andesita altas en sílice (Noble y Mckee 1982), se añadió a esta interpretación el análisis de las tendencias de silicio (elemento originado a partir de material litogénico alóctono) y de la sílice biogénica (bSi, cuya cantidad se discierne a través de la relación Si/Ti: Schitteck *et al.* 2015). Esto contribuyó a visualizar también el paso de un ambiente fundamentalmente mineral a uno con mayor dominancia de material orgánico (es decir, turbera) durante esta época, al observarse comportamientos opuestos en sus tendencias a partir de esta fecha (Si disminuye y bSi aumenta) (Figura 63), que corresponde también al leve incremento en los valores de las TAMO.

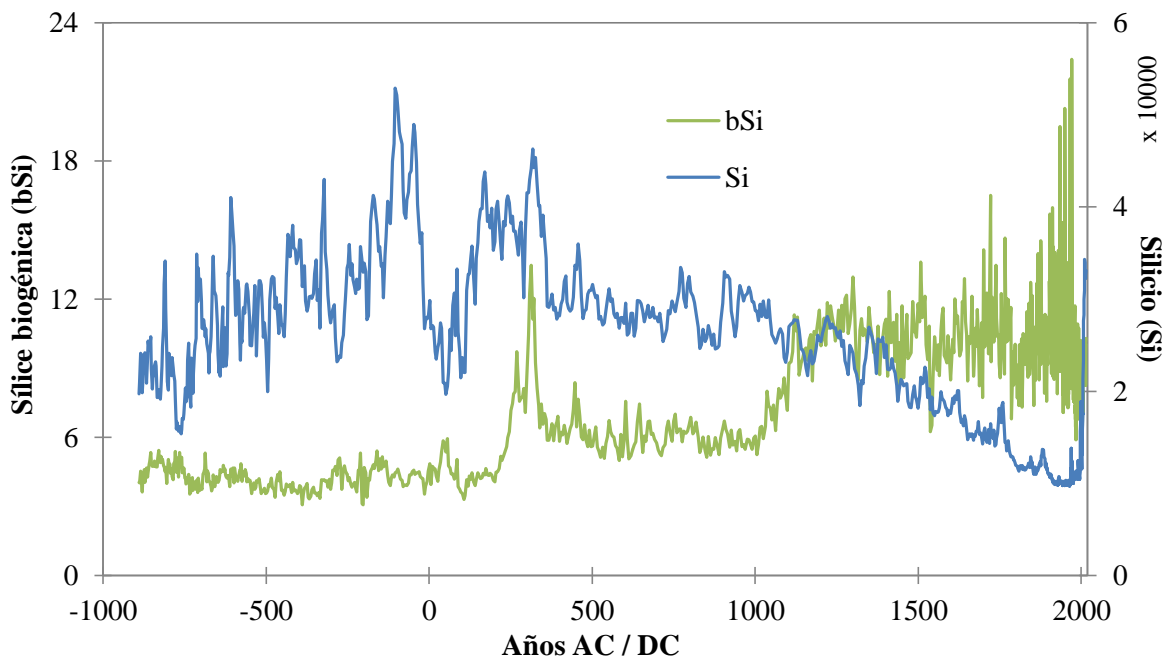


Figura 63: Tendencias de silicio (Si) y sílice biogénica (bSi) a lo largo del testigo POR1, por edad en años AC (negativos) y DC (positivos).

c. Tercera fase

El comienzo del desarrollo de la turbera “Portuguesa” (1320 años DC o 630 años BP) marcó el inicio de la tercera fase de acumulación, es por ello que a partir de este periodo se pudieron analizar, en adición, las variaciones en su dinámica autóctona, para de esta manera inferir los cambios ocurridos en el ambiente. Para esto, se consideraron los datos resultantes del escaneo de XRF, especialmente de los elementos Fe y Mn normalizados a Ti (Figura 65), ya que este último se utiliza comúnmente para comparar la composición geoquímica de los sustratos de las turberas, al ser considerado como un elemento inmóvil en la turba y resistente a la intemperie química (Müller *et al.* 2016). Además, se tuvo en cuenta la relación Mn/Fe por ser considerada, junto a Fe/Ti y Mn/Ti, como un importante indicador de las fluctuaciones del nivel freático y de las condiciones redox in situ (Schitteck *et al.* 2015, 2016). De esta manera, en esta fase se resaltó la similitud en las tendencias de las TAMO y de los elementos normalizados a Ti (Mn/Ti y Fe/Ti) (Figura 65), observándose que los picos en estas relaciones correspondieron a periodos de mayor acumulación de turba (materia orgánica), principalmente a partir de 1600 años DC (350 años BP).

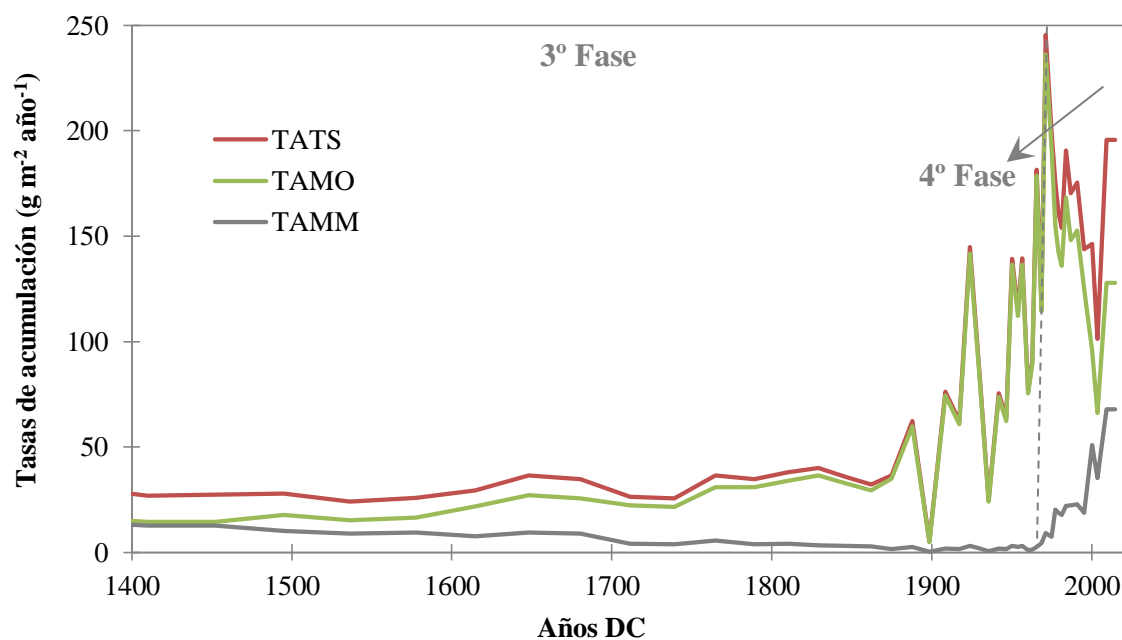


Figura 64: Tasas de acumulación de turba y sedimentos (TATS), de material orgánico (TAMO) y de material mineral (TAMM) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) por edad en años DC (positivos), durante la tercera y cuarta fase de acumulación.

Luego de 1320 años DC (630 años BP), las TAMO aumentaron hasta 1365 años DC (585 años BP), para luego disminuir ligeramente hasta 1400 años DC (550 años BP). Este intervalo de tiempo estuvo marcado por variaciones en las tendencias de las relaciones Fe/Ti, Mn/Ti y Mn/Fe, que se interpretaron como condiciones de saturación de agua fluctuantes en la turbera a lo largo de este periodo, durante el cual Stansell *et al.* (2013) reportaron el inicio de un avance de los glaciares en los Andes peruanos alrededor de 1350 años DC (600 años BP) (luego de un largo periodo de retroceso), y específicamente en la Cordillera Blanca durante 1300 y 1360 años DC (650 y 590 años BP) (Jomelli *et al.* 2008).

Esto ocurrió en sincronía a las condiciones de mayor precipitación (valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$) registrados en Pumacocha (Bird *et al.* 2011b) y los altos niveles de agua en el Lago Titicaca (Abbott *et al.* 1997). Asimismo, para el intervalo 1330 – 1450 años DC (620 – 500 años BP), Kock *et al.* (2019b) identificaron una época de condiciones climáticas propicias para la acumulación de materia orgánica en una turbera chilena, pudiendo interpretarse como una etapa con humedad estable. Esto concuerda con las observaciones de Bird *et al.* (2011a) y Rodbell *et al.* (2008) quienes reportaron una significativa intensificación del SASM hasta aproximadamente 1400 años DC (550 años BP) y una fuerte afluencia de clásticos en los lagos andinos alrededor de 1450 años DC (500 años BP), respectivamente.

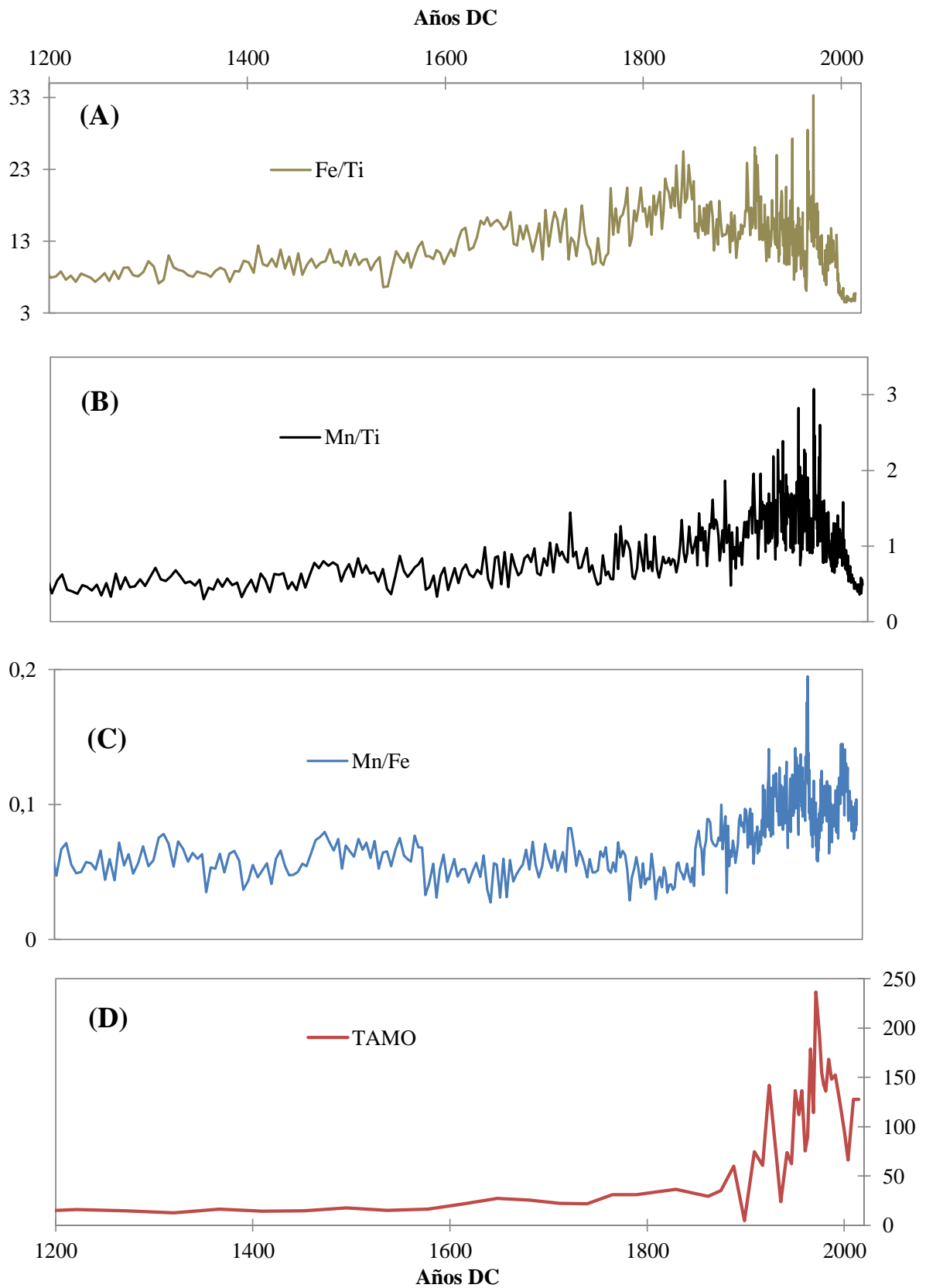


Figura 65: Tendencias de las relaciones Fe/Ti (A), Mn/Ti (B) y Mn/Fe (C), y de las tasas de acumulación de material orgánico (TAMO en g m⁻² año⁻¹) (D) a lo largo del testigo POR1, por edad en años DC (positivos).

Las turberas altoandinas (de tipo minerotróficas) se forman a medida que la dinámica del entorno montañoso va variando y que las condiciones del sitio se vuelven favorables para la formación y acumulación de turba, apareciendo una conectividad de agua subterránea que mantiene sus suelos perennemente saturados, proporcionando así espacio para el crecimiento y desarrollo de la turbera (Hribljan *et al.* 2016). Es por esto que el aumento de las TAC (Figura 67), las TAMO (Figura 64) y la de la sílice biogénica (Figura 63) durante este periodo representa el inicio de la formación de la turbera altoandina estudiada, luego del comienzo del proceso de pérdida de la cobertura del nevado “Portuguesa” dentro del área de estudio, lo que pudo haber promovido la ocurrencia de cambios en la hidrología zonal que incentivaron el establecimiento de una vegetación adaptada a estas nuevas condiciones y que, posteriormente, iniciaron la producción de turba (Hribljan *et al.* 2016).

Durante este periodo, se tuvo un comportamiento opuesto al observado en la primera fase (Figura 60), pues las TATS ya no responden mayormente al aporte mineral, sino que ahora están visiblemente influenciadas por la materia orgánica (R^2 : 0,97). Entonces, esta se convirtió en la principal fuente de acumulación de material total, específicamente a partir de 1860 años DC (90 años BP) (Figura 64), en sincronía con el final de la PEH (1850 años DC o 100 años BP) (Thompson *et al.* 1986; Bowen 1998; Jomelli *et al.* 2009; Bird *et al.* 2011a; Vuille *et al.* 2012; Kanner *et al.* 2013), cuando las líneas de tendencias de las TATS y TAMO empezaron a sobreponerse y a presentar promedios muy cercanos (122 y 109 $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$, respectivamente). Este aumento progresivo en las TAMO, además del contenido de COT y de las TS (Figura 67), se debió a condiciones ambientales más favorables para la acumulación de turba; es decir, gracias a un abastecimiento permanente de agua acumulada en la napa freática.

Thompson *et al.* (1986) identificaron que el intervalo 1500 – 1720 años DC (450 – 230 años BP) se caracterizó por bajas temperaturas y alta humedad en los Andes, semejante a lo encontrado por Stansell *et al.* (2013) para el periodo 1450 – 1750 años DC (500 – 200 años BP). Esto coincidió con el incremento de las TATS y las TAMO (además del contenido de COT: Figura 67) del testigo POR1 desde 1540 hasta 1765 años DC (410 y 185 años BP), que además concordó con el crecimiento en las tendencias de las relaciones Mn/Ti y Fe/Ti, y el aumento de Mn/Fe específicamente desde 1575 a 1720 años DC (375 a 230 años BP) (Figura 67), señalando la presencia de un estable nivel freático y de predominantes condiciones anóxicas en la turbera “Portuguesa”, que favorecieron a la acumulación de materia orgánica.

Esto ocurrió en sincronía a los avances glaciares reportados en Perú, desde 1650 años DC (300 años BP) (Jomelli *et al.* 2009); Venezuela, desde 1640 años DC (310 años BP) (Polissar *et al.* 2006); Bolivia, desde 1620 años DC (330 años BP) (Rabatel *et al.* 2005), que tuvieron una duración aproximada de 100 años. Durante estos años, también se registraron altos valores de la relación Mn/Fe en la turbera Cerro Tuzgle (Argentina), sugiriendo que este fue un periodo con alta humedad (Schitteck *et al.* 2016), lo cual se confirma con la reconstrucción anual de precipitación basada en la serie de anillos de árboles de *Polylepis tarapacana*, en el Altiplano boliviano (Morales *et al.* 2012).

Luego, se registró un cambio climático de condiciones húmedas, entre 1650 y 1750 años DC (300 y 200 años BP), a un periodo más seco y frío (Jomelli *et al.* 2009), que también fue observado por Huaman *et al.* (2020) en una turbera cercana. De esta manera, desde 1720 años DC (230 años BP), en los Andes centrales prevalecieron condiciones de muy baja humedad por los siguientes 140 años (Thompson *et al.* 1986), explicadas por la migración hacia el norte de la ZCIT durante los últimos años de la PEH, cuando ocurrió un incremento abrupto de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Bird *et al.* 2011a), que podría haber contribuido al retroceso glacial en el sur de la región tropical (Liu *et al.* 2005; Jomelli *et al.* 2009), lo cual se observó en la cordillera Vilcabamba, en Perú (Liccardi *et al.* 2009), y en la cordillera Real, en Bolivia (Rabatel *et al.* 2005). Por otro lado, en el testigo POR1 se registró un incremento de las TAMO y de los elementos normalizados a Ti desde 1740 hasta 1830 años DC (210 y 120 años BP) (Figura 67), reflejando de esta manera altas condiciones de humedad dentro de la turbera, probablemente debido al ingreso de agua proveniente del deshielo. Las dos fases (frío/seco y frío/húmedo) durante la PEH también fueron identificados por Huaman *et al.* (2020). En consecuencia, el retroceso de los glaciares podría haber tenido un impacto positivo en la producción orgánica y haber conducido a mayores tasas de acumulación de turba.

El desarrollo de la turbera “Portuguesa” continuó siendo lento y constante hasta 1860 años DC (90 años BP), cuando ocurrió un abrupto cambio en la tendencia de las TATS, observándose una notable aceleración, la cual correspondió al final de la PEH (1850 años DC o 100 años BP: Thompson *et al.* 1986; Jomelli *et al.* 2009; Bird *et al.* 2011a; Vuille *et al.* 2012; Kanner *et al.* 2013). Luego de esta fecha, entre 1870 y 1900 años DC (80 y 50 años BP), se reportó el inicio de condiciones secas en los Andes centrales (Kraus 1955; Thompson *et al.* 1986; Bird *et al.* 2011), que explicarían el retroceso glacial ocurrido entre

finales del siglo XIX e inicios del XX (Jomelli *et al.* 2009) y una reducción abrupta de la TAMM (valores más bajos durante todo el periodo estudiado).

Alrededor de 1875 años DC (75 años BP) se observó una alteración visible en las tendencias del contenido de COT y de la relación C/N (Figura 68) del testigo POR1, cuando sus valores empezaron a aumentar, lo que podría haber ocurrido debido al incremento de la humedad disponible en la turbera “Portuguesa” (nivel freático), presentándose de esta manera condiciones más favorables para el crecimiento vegetal y la producción de biomasa (Schitteck *et al.* 2015), reflejado además en la elevación de los valores de las TAMO.

De esta manera, las TATS y las TAMO mostraron una tendencia general al aumento, especialmente desde 1900 años DC (50 años BP), con la presencia de algunas disminuciones (Figura 64). Como en el intervalo 1925 – 1935 años DC, cuando se observó también un descenso en los valores de Mn/Ti, que fue sincrónico al avance de los glaciares en la Cordillera Blanca ocurrido mediados de la década de 1920 (Kaser 1999). Después de 1935 años DC se registró un incremento en las TATS y las TAMO del testigo POR1 hasta 1950 años DC, simultáneo al aumento de las relaciones de los elementos normalizados a Ti, a la disminución de las temperaturas en la región andina entre 1940 y 1948 años DC (Vuille y Bradley 2000) y a un acelerado retroceso glaciar en la Cordillera Blanca entre 1930 y 1950 años DC (Kaser 1999). Estas condiciones de frío y saturación hídrica (debido al agua de deshielo) durante este episodio pudieron significar un entorno propicio para la producción vegetal en el área de estudio, evidenciado en la sección del registro POR1 con material orgánico mejor conservado y menor grado de descomposición encontrado en él (Figura 44).

Se registró, luego, un incremento de las temperaturas en los Andes tropicales que duró 5 años, desde 1955 años DC (Vuille y Bradley 2000), que podría haber influenciado una mayor degradación vegetal en la turbera “Portuguesa”, reflejado en la breve disminución de las TATS y TAMO desde 1950 hasta 1960 años DC. La sincrónica reducción de los valores de las relaciones Mn/Ti y Fe/Ti indicarían, además, fluctuaciones en el nivel freático y en las condiciones redox durante estos 10 años.

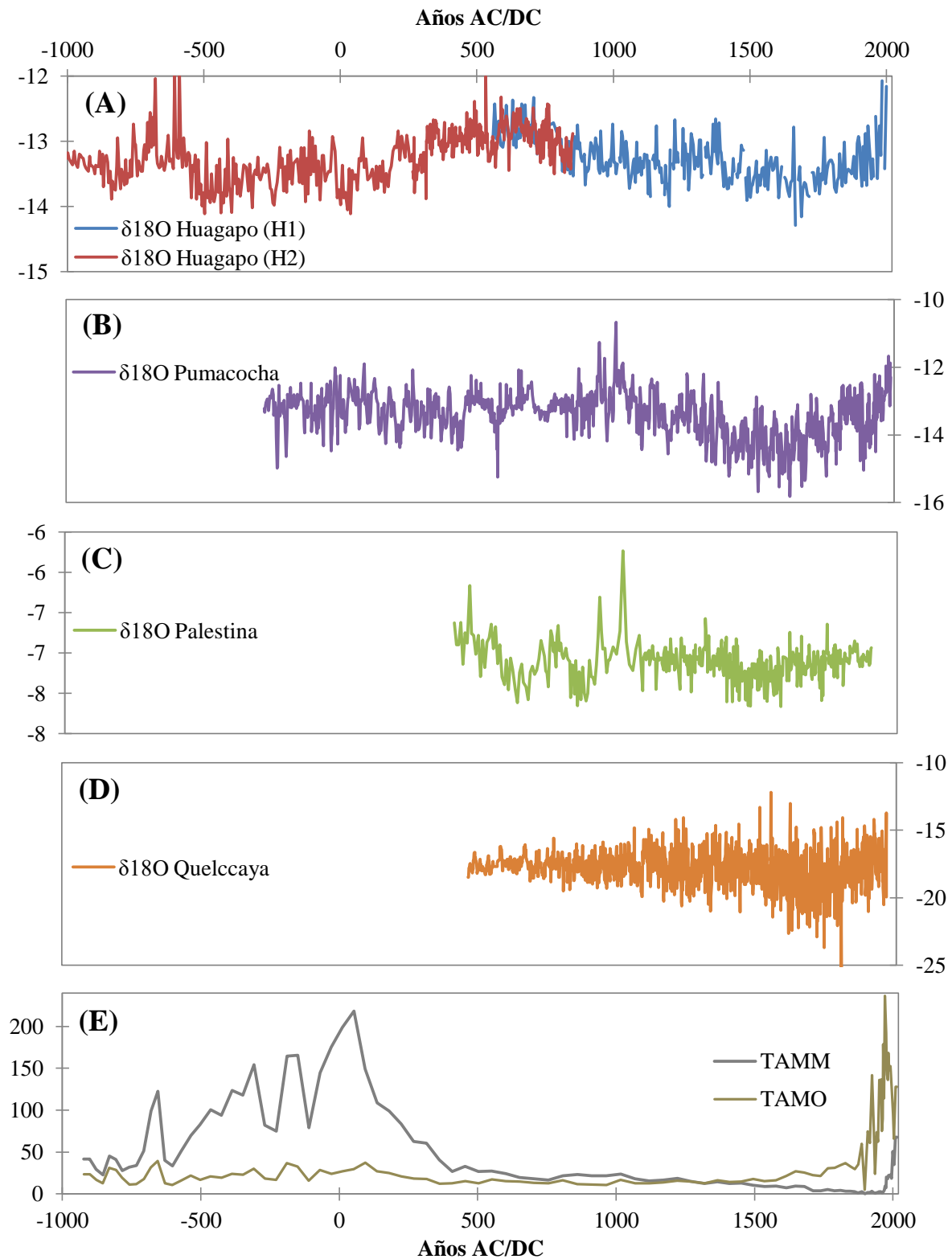


Figura 66: Tendencias de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰) de registros paleoclimáticos: espeleotema de cueva Huagapo: *Kanner et al. 2013* (A); testigo sedimentario del lago Pumacocha: *Bird et al. 2011a* (B); espeleotema de cueva Palestina: *Apaéstegui et al. 2014* (C); testigo de hielo del nevado Quelccaya: *Thompson et al. 1986* (D); y de las tasas de acumulación de material mineral (TAMM) y material orgánico (TAMO) (en $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$) de esta investigación (E).

d. Cuarta fase

Las TATS continuaron aumentando hasta alcanzar su segundo mayor valor ($246 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) en 1971 años DC, de los cuales $236 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ correspondieron al aporte orgánico (96% del total), siendo este el máximo valor de las TAMO encontrado en el testigo POR1. En esta fecha se observaron, también, picos en los elementos normalizados a Ti (Figura 65), incluyendo a la bSi (Figura 63). A partir de este año, las TATS y las TAMO empezaron a disminuir, mientras que los valores de las TMM fueron incrementando; notándose desde aquí, además, un cambio en la composición del registro POR1 a restos orgánicos más descompuestos (Cuadro 3, Figura 44), evidenciando un aumento en la degradación vegetal. Esto podría estar relacionado al importante punto de quiebre en la tendencia del retroceso glaciar en los Andes que ocurrió alrededor de 1970 años DC. Antes de este periodo, los cambios en las longitudes de los nevados eran, hasta cierto punto, limitados. Sin embargo, desde finales de esta década, la regresión de los glaciares se aceleró radicalmente (Rabatel *et al.* 2013). Sincrónicamente, Llanos (2019) registró considerables disminuciones en las TAC de dos turberas altoandinas cercanas al área de estudio de esta investigación, como consecuencia de la disminución de la humedad y del incremento de la temperatura regional registrada.

Gran parte de esta dramática contracción de los glaciares en los Andes puede ser explicada por la mayor frecuencia de eventos de El Niño y los cambios en su ocurrencia espacial y temporal desde fines de la década de 1970, junto con un calentamiento de la troposfera sobre los Andes tropicales (Garreaud *et al.* 2009; Rabatel *et al.* 2013). Asimismo, en el norte de la Amazonía, Marengo (2004) registró una notable disminución de las precipitaciones después de 1976 – 1977 años DC, en relación a las dos décadas anteriores.

Los valores de las relaciones Fe/Ti y Mn/Ti, en el registro POR1, disminuyeron desde 1971 años DC hasta los primeros años de la década de 1980, para luego aumentar ligeramente hasta 1995 años DC y finalmente volver a descender hasta la actualidad. Esto sugiere una clara inestabilidad en el nivel freático de la turbera “Portuguesa” durante este periodo, que podría haber resultado en la reducción de las TATS y las TAMO a partir de 1971 años DC. La particular disminución de los valores de los elementos normalizados a Ti a partir de 1995 años DC explicaría la mayor degradación del material orgánico encontrado en los centímetros más superficiales del testigo (Figura 44).

En los Andes, se observó que el retroceso de los glaciares fue rápido a fines de 1980 y principios de 1990 años DC, para luego sufrir una desaceleración durante los últimos años de la década de 1990 y principios del 2000 años DC (Vuille *et al.* 2008). De esta manera, se reportó una gran reducción en la cobertura glaciar de cuatro cordilleras del este de Perú durante 1985 y 2015 años DC, que además coincidió con un decrecimiento en la tendencia de la precipitación regional (Veettil *et al.* 2017). Además, dentro de este intervalo de tiempo, se registraron fuertes retrocesos glaciares en los períodos 1995 – 2000 y 2010 – 2015 años DC, tendencia al alza que fue sincrónica con la ocurrencia de eventos de El Niño en el Pacífico tropical (Garreaud *et al.* 2009).

4.2.2 Acumulación de carbono en las turberas andinas durante el Holoceno Tardío

a. Tasas de acumulación de carbono (TAC)

Los flujos del C a largo plazo (de décadas a milenios) en las turberas, y su sensibilidad climática, tienen una gran e importante influencia en el ciclo global de este elemento (Gorham 1991; Charman *et al.* 2013; Yu 2011). Entender la relación entre el cambio climático y variaciones en las TAC, es fundamental para lograr una mejor comprensión de su ciclo global en el pasado, y así evaluar el papel que desempeñarán las turberas en los cambios del ambiente en el futuro (Charman *et al.* 2013). Un gran número de estudios sobre la dinámica del C se han centrado, especialmente, en las turberas ubicadas en las regiones boreales, templadas y subárticas (p. ej. Gorham 1991; Champan *et al.* 2003; Cooper *et al.* 2012; Charman *et al.* 2013; Xing *et al.* 2015; Mathijssen *et al.* 2014). Mientras que en la región tropical existe una menor cantidad de investigaciones que, además, se han desarrollado mayormente en turberas de baja altitud, en especial en la Amazonía (p. ej. Lähteenoja *et al.* 2009, 2012; Hapsari *et al.* 2017). Sin embargo, aún existen muy pocos estudios realizados en las montañas tropicales de los Andes, lo que evidencia la limitada atención que han recibido estos importantes ecosistemas (Hribljan *et al.* 2016).

Las TAC o flujos de C ($\text{gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) dependen principalmente, como se mencionó en el capítulo de “Materiales y Métodos”, de tres parámetros: la densidad aparente, la concentración de COT y las tasas de sedimentación. En consecuencia, el incremento o disminución acelerada de uno de estos parámetros será el principal responsable de la

variación de la acumulación de C en el mismo sentido (es decir, aumento o disminución, respectivamente).

En esta investigación, el análisis de la variación de las TAC desde aproximadamente 1000 años AC (alrededor de los últimos 3000 años BP), en el testigo POR1, evidenció diferencias en la dinámica interna de la turbera altoandina “Portuguesa” a lo largo de este periodo que fueron, probablemente, mayormente el resultado de las variaciones del clima. La Figura 67 representa la tendencia de las tasas a lo largo de este periodo (además de las de los parámetros de las que dependen), donde se tiene un promedio de TAC de 22,3 gC m⁻² año⁻¹. Este valor resultó superior al promedio general encontrado en turberas del hemisferio norte (18,6 gC m⁻² año⁻¹: Yu *et al.* 2009), específicamente a las ubicadas en las zonas boreales con especies dominantes pertenecientes al género *Sphagnum*, en: el oeste de Siberia, 15,3 gC m⁻² año⁻¹ (Turunen *et al.* 2002) y 16,2 gC m⁻² año⁻¹ (Borren *et al.* 2004); Finlandia, 17 gC m⁻² año⁻¹ (Mathijssen *et al.* 2014); Suecia, 16 gC m⁻² año⁻¹ (Klarqvist *et al.* 2001); Escocia, 15,5 gC m⁻² año⁻¹ (Ratcliffe *et al.* 2018); Noruega, 19,5 gC m⁻² año⁻¹ (Nakatsubo *et al.* 2015).

Además, el promedio de las TAC encontrado en esta investigación, fue mayor que los registrados en turberas de la Patagonia (16 gC m⁻² año⁻¹: Loisel y Yu 2013); Norteamérica, con 17,2 gC m⁻² año⁻¹ (Gorham *et al.* 2012), donde destacan lugares como Canadá (12,5 – 16,5 gC m⁻² año⁻¹: Vardy *et al.* 2000; 18,6 gC m⁻² año⁻¹: Robinson 2006; 18,5 gC m⁻² año⁻¹: Packalen *et al.* 2014) y Alaska (20 gC m⁻² año⁻¹: Jones y Yu 2010). Sin embargo, el valor medio determinado en esta investigación resultó semejante al encontrado en turberas andinas del noreste de Ecuador (26 gC m⁻² año⁻¹: Hribljan *et al.* 2016) y en China (26 gC m⁻² año⁻¹: Liu *et al.* 2018). También resultó inferior a las tasas de Indonesia (34 gC m⁻² año⁻¹: Hapsari *et al.* 2017), Ecuador (46 gC m⁻² año⁻¹: Chimner y Karberg 2008) y Bolivia (37 y 47 gC m⁻² año⁻¹: Hribljan *et al.* 2015), todas ellas con periodos de análisis que van más allá de los últimos 3000 años BP.

Estas TAC variaron entre 2,4 – 117,1 gC m⁻² año⁻¹, rango que resultó comparable con los valores obtenidos en estudios semejantes realizados en turberas tropicales de baja altitud (39 – 85 gC m⁻² año⁻¹: Lähteenoja *et al.* 2009; 28 – 108 g m⁻² año⁻¹: Lähteenoja *et al.* 2012) y en las ubicadas en las montañas de China (9 – 130 gC m⁻² año⁻¹: Xing *et al.* 2015).

Por otro lado, en este estudio se encontraron distintas fases de acumulación de C, de acuerdo a sus diferentes comportamientos a lo largo del registro POR1 (Figura 67). En una

primera fase, entre 1000 años AC y 400 años DC, las tasas fueron bajas, con un promedio de $9 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, pero con una alta variabilidad general (desviación estándar: $4 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Esto se debió principalmente a la gran variación de la densidad aparente (promedio: $0,33 \text{ g cm}^{-3}$), al bajo valor medio de la concentración de COT (9,5%), además de las menores de tasas de sedimentación (TS) ($0,03 \text{ cm año}^{-1}$) (Figura 67). En este mismo periodo, el estudio de Huaman *et al.* (2020), realizado en una turbera cercana (dentro de la cuenca del río Cachi), también registró el promedio más bajo de TAC ($16 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), específicamente en el intervalo 515 años AC – 1600 años DC, con un material más denso y una TS baja. Durante esta fase de gran variabilidad, pero con TAC bajas también se observaron picos significativos en 900, 655, 308 y 150 años AC que correspondieron, esencialmente, a incrementos en la densidad aparente.

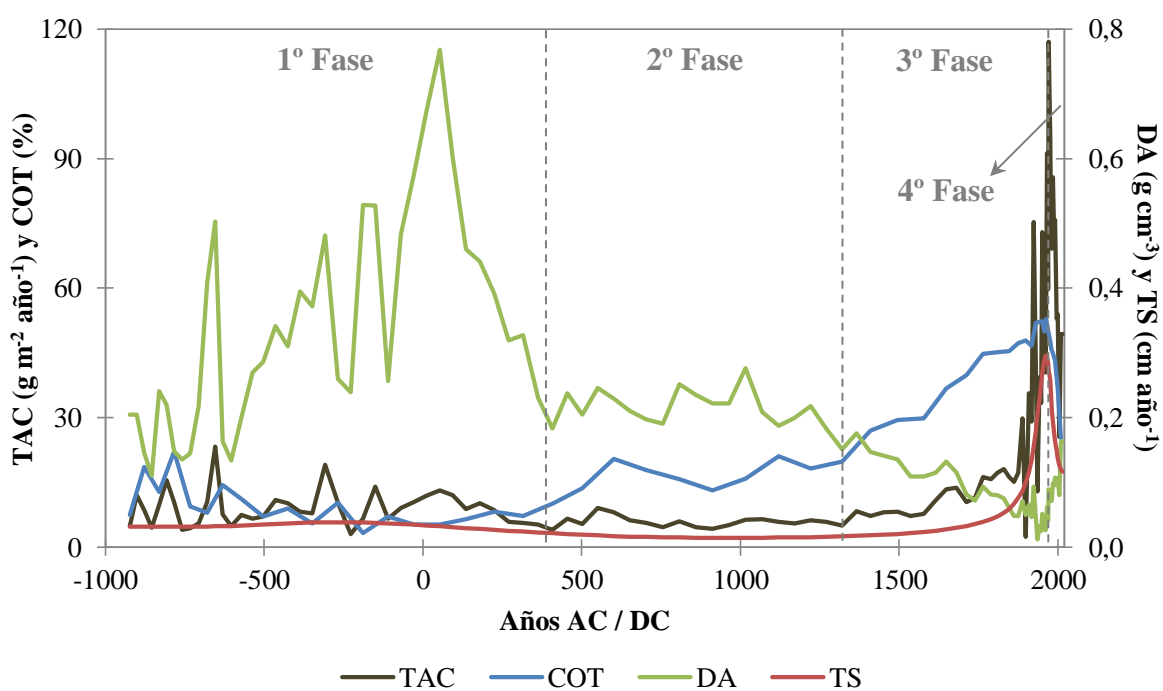


Figura 67: Tasas de acumulación de carbono (TAC en $\text{gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y los parámetros de los que dependen: contenido de carbono orgánico total (COT en %), densidad aparente (DA en g cm^{-3}) y tasas de sedimentación (TS en cm año^{-1}) por edad en años AC (negativos) y DC (positivos), a lo largo de todo el testigo POR1, mostrando las cuatro fases de acumulación.

La segunda fase acumulación (400 – 1320 años DC) se caracterizó por un menor valor promedio de TAC ($6 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), y con una tendencia más constante y lineal que en la fase anterior (desviación estándar: $1,2 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$). En esta etapa, las bajas TAC fueron

resultado de la disminución de los valores de densidad aparente y de las TS, con promedios de $0,22 \text{ g cm}^{-3}$ y $0,02 \text{ cm año}^{-1}$, respectivamente.

A partir de esta fecha comienza la tercera fase, caracterizada por el aumento relativamente constante de las concentraciones de COT hasta 1880 años DC, debido al posible inicio del establecimiento de la turbera “Portuguesa” por lo que las TAC también sufrieron un aumento constante hasta este año (Figura 67), principalmente como consecuencia de este incremento en el contenido medio de COT (44,2%) y en las TS, que aumentaron de forma constante y progresiva, de $0,03$ a $0,13 \text{ cm año}^{-1}$. Después, se observó una reducción drástica en 1898 años DC, cuando se registró el valor más bajo de las TAC ($2,4 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), para luego volver a aumentar. El crecimiento en las TAC registrada en el testigo POR1 durante este periodo, también se notó en otras turberas altoandinas durante este periodo, en países como Bolivia (Hribljan *et al.* 2015), Ecuador (Hribljan *et al.* 2016) y Perú (Huaman *et al.* 2020). Sin embargo, en turberas de Canadá se registraron bajos valores de estas tasas después de 1450 años DC (Garneau *et al.* 2014) y, en general, en las del hemisferio norte se observó una tendencia a la disminución entre 1000 y 1850 años DC con una aceleración en esta reducción a partir de 1400 años DC (Charman *et al.* 2013).

Luego inició un periodo caracterizado por una alta variabilidad en las TAC, durante el cual estas sufrieron un aumento continuo y acelerado hasta alrededor de 1970 años DC, cuando alcanzaron un valor máximo de $117,1 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, periodo durante el cual se observó la predominancia de restos orgánicos bien definidos en el testigo POR1 (Cuadro 3, Figura 44). Este crecimiento también fue observado en el trabajo de Huaman *et al.* (2020), especialmente desde 1810 años DC. Además, Benavides *et al.* (2013), utilizando una técnica distinta para establecer la cronología de sus testigos (uno de los isótopos radioactivos de plomo: ^{210}Pb) notaron un aumento en las tasas de acumulación de materia orgánica en turberas de Colombia desde alrededor de 1965 años DC.

Después de 1971 años DC, empezó una nueva fase de acumulación (cuarta), en la cual las TAC empezaron a disminuir hasta la actualidad (Figura 67), aunque en promedio resultaron visiblemente mayores que los valores medios encontrados en los tres periodos anteriores ($65,4 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Esta reducción fue resultado del descenso gradual y constante del contenido de COT (de 47,7 a 25,2%) y de la TS (de $0,26$ a $0,12 \text{ cm año}^{-1}$). En un estudio realizado en dos turberas cercanas, Llanos (2019) registró un descenso en la tendencia de las TAC desde fines de 1970, explicado por el aumento de la temperatura

regional durante ese periodo (observado también en gran parte de los Andes desde 1975 años DC: Vuille y Bradley 2000), y por la probable desaparición total de un glaciar cercano, al identificarse el agua de deshielo como la principal fuente hídrica. El importante suceso de aceleración del retroceso glaciar que ocurrió en los Andes durante la década de 1970 (Rabatel *et al.* 2013) ya se discutió en detalle en el sub-capítulo anterior.

b. Rol de la dominancia de *Distichia muscoides* en la acumulación de carbono

Los altos valores de TAC encontrados para la turbera “Portuguesa”, en especial durante los últimos 115 años analizados, estuvieron relacionados principalmente a la presencia y dominancia de la especie *Distichia muscoides*, vegetación con crecimiento en forma de cojín, se encuentra particularmente adaptada a las condiciones de las turberas altoandinas (Cooper *et al.* 2015; Hribljan *et al.* 2016).

A pesar de las bajas temperaturas en la región altoandina, el característico clima tropical permite que este tipo de vegetación permanezca fotosintéticamente activa durante todo el año (Beck, 1994), pues poseen raíces penetrantes que podrían proporcionarles acceso a aguas más profundas durante las estaciones secas (Hribljan *et al.* 2015). Por lo tanto, la vegetación puede proporcionar constantemente material rico en materia orgánica para el crecimiento de las turberas y el secuestro de C (Squeo *et al.* 2006). Este es el caso de especies como *Distichia muscoides*, la cual domina actualmente el ambiente analizado en esta investigación, y también destaca en este tipo de ecosistemas en la región de los Andes, de acuerdo a estudios similares realizados en la zona (p. ej. Skrzypek *et al.* 2011; Benavides *et al.* 2014; Engel *et al.* 2014; Salvador *et al.* 2014; Schitteck *et al.* 2018). Esta planta vascular, dioica y semiacuática, forma cojines vegetales muy densos y presenta un crecimiento rápido y continuo durante la mayor parte del año (Cooper *et al.* 2015), lo cual favorece la acumulación de materia orgánica y C; además, posee hojas gruesas y brotes perennes de difícil descomposición, haciendo que la degradación vegetal sea más lenta y no llegue a ser total, formándose así la turba.

Debido a esto, *D. muscoides* es probablemente la principal especie acumuladora de materia orgánica en las turberas altoandinas (Squeo *et al.* 2006), ya que este equilibrio entre la producción primaria y la pérdida de material por descomposición es mayor para esta especie que para otras presentes en turberas de otras partes del mundo, como las regiones

boreales y templadas en las que los musgos del género *Sphagnum* dominan estos ecosistemas (Skrzypek *et al.* 2011; Rydin y Jeglum 2013; Bacon *et al.* 2017).

Los resultados de las TAC determinadas para el registro POR1, evidencian entonces un escenario de descomposición lenta y producción vegetal potencialmente rápida de *D. muscoides* en su capa superior de la turbera, desde el inicio del siglo XX, donde además se encontraron mayores tasas de sedimentación (promedio: 0,18 cm año⁻¹) (Figura 67). Los menores valores de estas tasas en el resto del testigo podrían deberse a una baja producción primaria o a altas tasas de descomposición vegetal, después del proceso de formación de la turbera (Wieder 2001; Benavides *et al.* 2013), probablemente con una especie colonizadora distinta.

c. Origen de la materia orgánica acumulada en las turberas

La dominancia de *Distichia muscoides* se confirmó a través del análisis isotópico de las muestras, al obtenerse valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ dentro del rango esperado para plantas de tipo C_3 en un ambiente de turbera (Sharp 2007; Leavitt *et al.* 2009; Wagner *et al.* 2018), los cuales oscilaron entre -26,6 y -23,2‰, y -1,0 y 5,1‰ respectivamente (Figura 56 y 57), semejantes a los encontrados por Skrzypek *et al.* (2011) y Engel *et al.* (2014) en turberas altoandinas con la misma especie dominante. Además, la diferencia observada entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 56A y 57A) se debe a los distintos niveles de degradación de *D. muscoides* a lo largo del testigo POR1, donde se le identificó como: restos vegetales bien definidos, material orgánico con restos vegetales (poco degradada), y turba (Cuadro 3).

Por otro lado, la relación C/N promedio fue de 16,1, con valores que variaron entre 10,4 y 28,6, registrándose los menores valores en los centímetros más profundos del testigo POR1 (Figura 54C), reflejando así horizontes con pérdida preferencial de C y conservación de N durante una mayor descomposición (Malmer y Wallen 2004). Un factor importante en la determinación de la relación C/N en turberas es el equilibrio entre la entrada de material vegetal en el acrotelmo y su pérdida de C hasta llegar al catotelmo, debido a la degradación (Clymo 1984). De esta manera, este material continuará disminuyendo su contenido de C hasta que sea incluido en el catotelmo (en forma de turba). Entonces, su tiempo de permanencia en el acrotelmo será el que determine la cantidad de C que perderá y, por lo tanto, el valor de la relación C/N (Malmer y Wallen 2004).

Las relaciones entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y C/N mostraron dos agrupaciones, que correspondieron a los mismos rangos de profundidad del testigo POR1 (Figura 68). El primer grupo se caracterizó por presentar mayores valores de C/N (vegetación con más celulosa y/o menor degradación de la materia orgánica: Malmer y Wallen 2004) y $\delta^{13}\text{C}$ (menos negativos), además de menores de $\delta^{15}\text{N}$ (más negativos). Este grupo representó el rango de 10 a 25 centímetros del testigo POR1 (correspondiente al periodo 1920 – 1980 años DC), el cual fue el único intervalo en el que se identificaron restos vegetales poco degradados (Cuadro 3). En esta sección se registró, también, el menor valor de densidad aparente ($0,012 \text{ g cm}^{-3}$) (Figura 46), mientras que los contenidos de materia orgánica (Figura 53) y COT (Figura 54A) alcanzaron su máximo valor (98,5% y 52,9%, respectivamente). Por otro lado, en el segundo grupo se observaron menores C/N y $\delta^{13}\text{C}$ (más negativos) y un mayor rango de valores de $\delta^{15}\text{N}$. Esto correspondió al resto del testigo, donde los parámetros analizados presentaron mayor variabilidad.

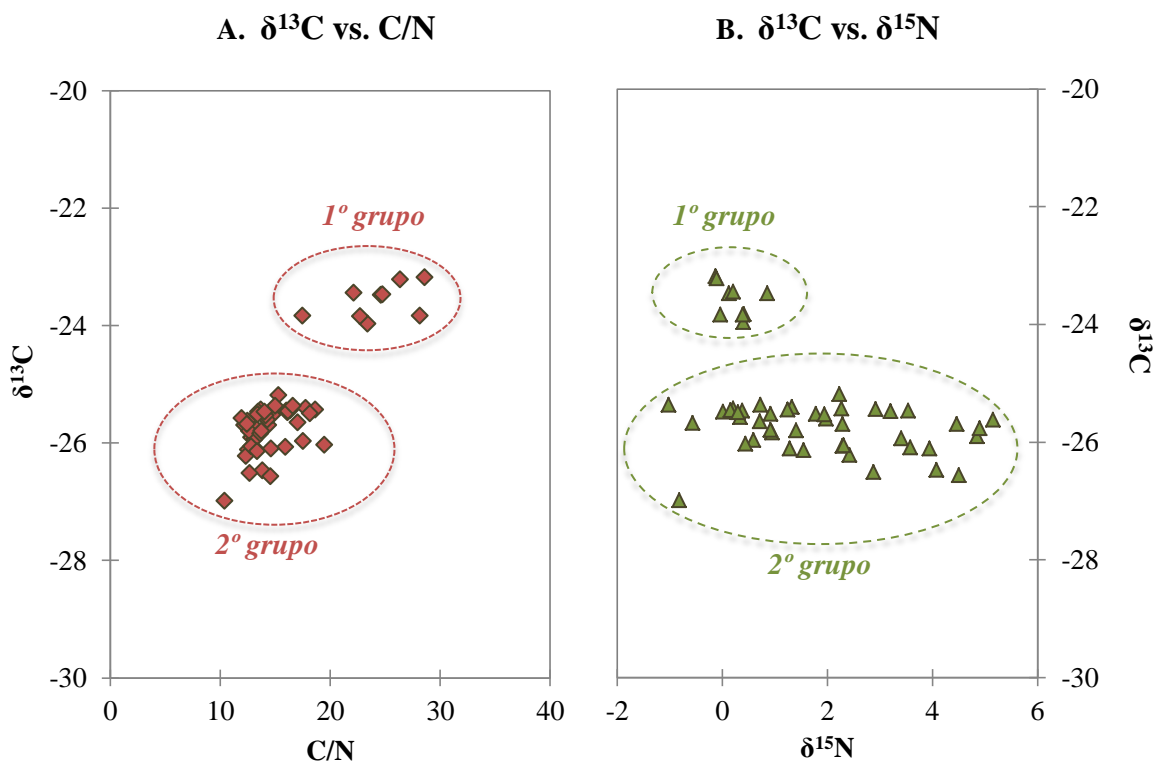


Figura 68: Relaciones entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N (A) y $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{15}\text{N}$ (B) del testigo POR1, mostrando las dos agrupaciones de rangos de profundidad.

d. Stock de carbono

A nivel mundial, las turberas son reconocidas por ser importantes reservas de C orgánico y desempeñar un papel clave en el ciclo global del C (Yu 2011; Charman *et al.* 2013; Rydin y Jeglum 2013). Estos ecosistemas cubren aproximadamente el 3% del área de tierra del planeta y almacenan alrededor de 600 gigatoneladas de C (Gt C) o un tercio de la reserva total de C global (Gorham 1991; Xing *et al.* 2015), acumulados desde el último máximo glaciario en las latitudes medias altas del norte, regiones tropicales y áreas templadas del hemisferio sur (Yu 2011). Esta acumulación de C representa un sumidero pequeño, pero persistente para CO₂ atmosférico durante todo el Holoceno (Yu *et al.* 2010; Charman *et al.* 2013). En la región tropical, en particular, se almacena alrededor del 18% de la reserva mundial de C de turba (Page *et al.* 2011; Dargie *et al.* 2017), teniendo en cuenta que la mayor cantidad de estudios se han realizado en el continente asiático y en zona amazónica.

Las turberas tropicales de montaña, como ya se ha mencionado, aún se encuentran poco estudiadas, por lo que todavía existe insuficiente información disponible sobre sus edades, profundidades, cantidad de C que almacenan y a qué velocidad pueden acumularlo (Charman *et al.* 2013). En la zona altoandina, estos ambientes suelen ser de menor tamaño que las turberas ubicadas en altitudes más bajas, pero pueden presentarse en grandes cantidades y tener un importante papel en la hidrología regional y el ciclo del C a gran escala (Chimner y Karberg 2008). Es por esto que los valores del C del suelo son escasos para la mayoría de turberas de montaña, incluyendo a las ubicadas en Los Andes, pues las investigaciones que han medido las existencias de C y sus tasas de acumulación en estos ecosistemas aún son pocas. Por ejemplo, en turberas tropicales templadas, se han registrado stocks de 1200 MgC ha⁻¹, mientras que en la cordillera de Los Andes, se han reportado valores máximos de 1040 MgC ha⁻¹, en Bolivia (Hribljan *et al.* 2015), y de 1347 MgC ha⁻¹, en Ecuador (Hribljan *et al.* 2016).

En nuestro país, los estudios sobre el almacenamiento de C se han enfocado, mayormente, en el stock presente en la biomasa aérea, como Asner (2014), quien reporta un total de 6,9 mil millones de tC sobre el suelo de los bosques peruanos. Esta distribución de C en el Perú, en Mg ha⁻¹ (Figura 69) indica que en las regiones altoandinas (donde se encuentra el área de estudio de esta investigación) se registran valores menores a 50 Mg ha⁻¹.

Sin embargo, el stock de C presentado en este estudio (y en investigaciones semejantes) son las determinadas en los suelos de las turberas y no sobre ellos, como es el caso de

Asner (2014), debido al tipo de vegetación y naturaleza propia de estos ambientes. Es por esto que los valores resultan distintos y no comparables, pues de acuerdo a Calderón *et al.* (2013), las turberas altoandinas se caracterizan por poseer una biomasa aérea que representa aproximadamente solo un décimo de la total existente en los primeros decímetros de suelo.

Para este estudio, el stock promedio de C, para un metro de profundidad, fue 52 kgC m^{-2} que representó la cantidad de C acumulada durante los últimos 3000 años BP (Holoceno Tardío). Este valor resultó semejante al encontrado por Huaman *et al.* (2020) en una turbera altoandina cercana (54 kgC m^{-2}) y por Xing *et al.* (2015) en montañas de China (51 kgC m^{-2}). Además, fue superior al registrado en colinas de Inglaterra por Weissert y Disney (2013) ($15 - 22 \text{ kgC m}^{-2}$).

En la turbera “Portuguesa” se almacenó un total de 13 kgC m^{-2} durante los últimos 100 años, resultando comparable a los valores obtenidos para periodos actuales en estudios similares realizados en turberas altoandinas de países como Bolivia ($13,8 \text{ kgC m}^{-2}$: Hribljan *et al.* 2015), Ecuador (16 kgC m^{-2} : Chimmer y Karberg 2008), Colombia ($19,8 \text{ kgC m}^{-2}$: Roa-García *et al.* 2016) y Perú ($15,7 \text{ kgC m}^{-2}$: Llanos 2019).

Por otro lado, se estimó que en el 2016 las emisiones de CO_2 per cápita fueron de $1 \text{ tC persona}^{-1} \text{ año}^{-1}$ a nivel mundial (Le Quéré *et al.* 2017). Entonces, tomando en cuenta que en el 2017 se censaron 616 176 habitantes en la región Ayacucho (INEI 2018), las turberas altoandinas identificadas en la cuenca Cachi, que almacenaron alrededor de 6 millones de tC solo en su primer metro de profundidad, potencialmente estarían contribuyendo a contrarrestar las emisiones anuales de CO_2 de 9,7 veces la población ayacuchana.

Estos datos indican que las turberas altoandinas representan importantes sumideros de C, almacenando más que cualquier otro tipo de ecosistema (Farley *et al.* 2004; Tonneijck *et al.* 2010) y que participan activamente del ciclo del C a nivel regional. Sin embargo, se esperan investigaciones adicionales que cuantifiquen las reservas de C en los diversos ecosistemas de tierras altas y humedales, escalando estas cantidades a la morfología de la cuenca de turberas (Hribljan *et al.* 2015) y su distribución espacial en los Andes. Además, las existencias de C de turberas de montaña representan una reserva de C aún no declarada y poco reconocida en los trópicos (Draper *et al.* 2014) que necesita ser incluida en un esfuerzo por mejorar en gran medida nuestra capacidad de proporcionar información precisa de la cantidad de C almacenado en las turberas tropicales.

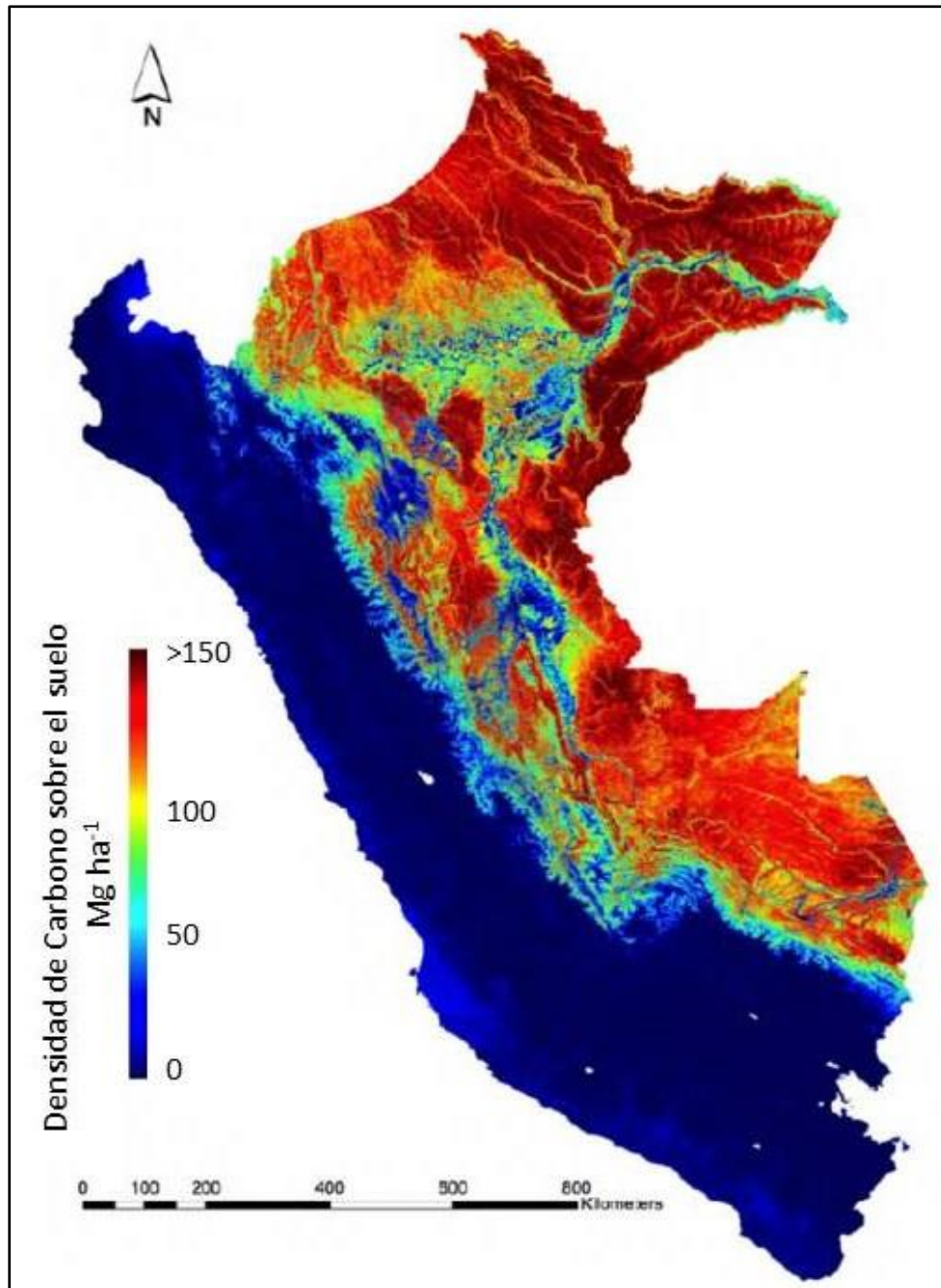


Figura 69: Densidad de carbono sobre el suelo en el Perú (Mg ha^{-1}).

FUENTE: Traducido de Asner, 2014.

V. CONCLUSIONES

- > En esta investigación se realizó una de las primeras reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales en turberas altoandinas peruanas a lo largo de aproximadamente los últimos 3000 años BP (Holoceno Tardío). Al mismo tiempo, fue posible determinar la tasa de acumulación de carbono a lo largo de este tiempo. De esta manera, se encontraron cuatro fases distintas de acumulación de materia orgánica y de material mineral que contribuyeron a explicar el proceso de formación de la turbera “Portuguesa” hasta el estado en el que se encuentra actualmente.
- > En una primera fase (1000 años AC – 400 años DC o 3000 años BP – 1500 años BP), las tasas de acumulación de materia orgánica resultaron muy bajas, por lo que las tasas de acumulación de turba y sedimentos estuvieron principalmente influenciadas por la contribución de material mineral. Este periodo estuvo caracterizado por la ocurrencia de esporádicos y sucesivos eventos de “*run off*”, que suceden mayormente durante épocas secas y que son responsables de los fuertes aportes minerales, que se reflejaron en picos de concentración de los elementos litogénicos (Ti, Zr, Sr, Rb, K, Fe, Ca). Durante esta fase, las razones Sr/Ti y Zr/Ti demostraron ser excelentes indicadores del aporte de arenas.
- > Aproximadamente, los siguientes mil años (400 – 1320 años DC o 1550 – 630 años BP) correspondieron a la segunda fase, en la que los valores de las tasas de acumulación de turba y sedimentos resultaron notoriamente inferiores. Durante este periodo, se observó que las tasas de acumulación de material mineral presentaron una tendencia a la disminución hacia finales de esta fase, como posible consecuencia de la reducción de la ocurrencia de eventos erosivos. Además, se identificó un periodo de transición hacia condiciones más húmedas, desde 1220 años DC (730 años BP) (final de la ACM) hasta 1320 años DC (630 años BP), en la que existió una alta napa freática más permanente, probablemente responsable del inicio del establecimiento de la turbera “Portuguesa”. Luego de esta fecha las tasas de acumulación de material orgánico ligeramente mayores.

- > La tercera fase comenzó alrededor de 1400 años DC (550 años BP) (principio de la PEH), en la que se tuvo un promedio de tasas de acumulación de turba y sedimentos muy superior al de la fase anterior. También se resaltó la similitud en las tendencias de las tasas de acumulación de material orgánico y de las relaciones Mn/Ti y Fe/Ti (indicadores de condiciones hídricas en turberas), observándose que sus valores más altos correspondieron a periodos de mayor acumulación de turba. Durante esta tercera fase, se observó que la materia orgánica fue la principal reguladora de la acumulación de material total, debido a condiciones ambientales más favorables para producción de turba; es decir, gracias a un abastecimiento permanente de agua a la napa freática. La relación Si/Ti (presencia de sílica biogénica) también demostró ser un excelente indicador, que contribuyó a identificar el inicio de la formación de la turbera.
- > Las tasas de acumulación de turba y sedimentos continuaron aumentando hasta alcanzar su segundo mayor valor en 1971 años DC (inicio de la cuarta fase), cuando también se observaron picos en los indicadores de condiciones hídricas y en las tasas de acumulación de C. A partir de esta fecha, estos valores empezaron a disminuir, sugiriendo una clara inestabilidad en el nivel freático de la turbera “Portuguesa” durante este periodo. Esto se relacionó al importante punto de quiebre en la tendencia del retroceso glaciar en los Andes (1970 años DC), acelerándose radicalmente. Sincrónicamente, se observó una mayor frecuencia de eventos de El Niño desde fines de esta década, junto a un calentamiento de la tropósfera sobre los Andes tropicales.
- > Adicionalmente, los resultados de este estudio evidencian altas tasas de acumulación de C para los últimos 3000 años BP en la turbera “Portuguesa”, con un promedio de $22,3 \text{ gC m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, mayor que el determinado para estos ecosistemas en distintas partes del mundo (como en zonas boreales con dominancia de musgos del género *Sphagnum*) y semejante a los valores encontrados en los Andes. Estos altos valores encontrados están relacionados principalmente a la presencia y dominancia de la especie *Distichia muscoides*. Estas tasas evidencian, entonces, un escenario de descomposición lenta y producción vegetal potencialmente rápida de esta especie en sus capas superiores, donde además se encontraron mayores tasas de sedimentación. Los menores valores en el resto del testigo podrían deberse a una baja producción primaria, después del proceso de formación de la turbera (1320 años DC), probablemente con una especie colonizadora distinta.

- > El último descenso observado en la tendencia de los parámetros analizados en esta investigación (luego de 1970 años DC) ilustra algunas de las consecuencias negativas de la aceleración del cambio climático global, evidenciadas ya en otros ecosistemas de la Tierra. Ya que, si bien el derretimiento de los glaciares podría haber significado un mayor aporte de agua a las turberas, su total desaparición disminuiría este flujo hídrico, haciéndolas más susceptibles, contribuyendo a la aceleración de su degradación. Esta disminución indicaría el inicio de una transformación a largo plazo de este ecosistema, de un excelente almacén de C a una fuente significativa de C.
- > El reconocimiento mundial de las turberas como importantes reservas de C orgánico se confirmó en este estudio, al determinarse un stock de C de 52 kgC m^{-2} , desde hace aproximadamente 3000 años BP (Holoceno Tardío), resultando semejante a los encontrados en algunas turberas altoandinas. Además, el contenido de C acumulado en las turberas identificadas en la cuenca del río Cachi resultó alrededor de 6 millones de tC (un metro de profundidad), cantidad que equivaldría a las emisiones anuales de CO_2 per cápita de casi 10 veces la región Ayacucho. Estos resultados indican que este tipo de ecosistemas presentes en los Andes, representan un importante y persistente sumidero de este elemento y que, en consecuencia, cumplen un valioso papel en el ciclo de C a nivel regional, e incluso global, contribuyendo a la mitigación del cambio climático, resaltando la necesidad de su gestión y conservación.
- > Finalmente, es importante resaltar también que las turberas de montañas cumplen un importante rol en la hidrología de las cuencas hidrográficas, al actuar como reguladores de flujo de agua y como filtros naturales, reteniendo y eliminando contaminantes y exceso de nutrientes. De esta manera, promover la gestión sostenible de las turberas altoandinas con investigaciones como esta, además de conservar importantes servicios ecosistémicos como la captura de carbono, significa contribuir al mantenimiento de la cantidad y calidad del agua dentro de las cuencas, asegurando también el correcto funcionamiento de obras de infraestructura hidráulica, como el Proyecto Especial "Río Cachi" (PERC), que promueve el desarrollo socio económico de la región Ayacucho, generando así beneficios vitales para la sociedad.

VI. RECOMENDACIONES

- ϕ Las turberas y sus reservas de carbono de importancia mundial son muy vulnerables al cambio climático y, en muchos casos, a la mala gestión. Es por esto que primordial realizar un mayor número de estudios en los que se incluyan la distribución espacial, área de turberas, profundidad y propiedades de la turba, además de los flujos de carbono para lograr el completo entendimiento de la funcionalidad de estos ecosistemas altoandinos. Esto permitirá lograr una mejor comprensión de los procesos que conducen a la formación de turba en todo el mundo, para así predecir el impacto de los futuros cambios en el clima y el uso de la tierra en el almacenamiento de carbono de las turberas.
- ϕ El análisis de la relación entre el cambio climático y variaciones en las tasas de acumulación de carbono juega un importante rol en la comprensión de su ciclo global, pues así se podrá evaluar con mayor exactitud el papel que desempeñarán las turberas en los cambios ambientales futuros. Sin embargo, a diferencia de las turberas del norte, donde este estrecho vínculo está mejor estudiada, la información disponible para las regiones tropicales es escasa. En consecuencia, los mecanismos que impulsan la acumulación de carbono en la turba tropical aún no se conocen bien, en particular en los Andes. Este conocimiento es importante para una mejor comprensión del ciclo global del carbono en el pasado, así como para una evaluación del papel futuro de las turberas tropicales en un entorno que cambia rápidamente.
- ϕ Las principales observaciones de las investigaciones realizadas en turberas altoandinas, incluyendo las de este estudio, confirman la especial fragilidad de estos ecosistemas de alta elevación a condiciones climáticas cambiantes. De esta manera, se subraya la necesidad de investigaciones ambientales adicionales en esta región, que incluyan análisis sobre paleoclima, paleoambiente, acumulación de carbono a largo plazo, además de sus recursos hídricos y los efectos que sus variaciones (en calidad y cantidad) tendrán en la dinámica de estos ecosistemas.

- φ El aumento de las actividades antrópicas sobre las partes altas de las cuencas hidrográficas, especialmente sobre las turberas, está alterando la capacidad de estos ecosistemas para proporcionar servicios ecosistémicos claves y recursos para la economía local. La incertidumbre de las consecuencias de estas perturbaciones, sumadas a las del cambio climático, presenta un desafío para la gestión de recursos naturales provenientes de estos ambientes. Es por esto que la gestión integral de las cuencas, en el que se incluyan las turberas altoandinas, debe apuntar a lograr un equilibrio en la preservación de la integridad hidrológica de estos ecosistemas y los de los muchos servicios que proporcionan (como la conservación de la biodiversidad, almacenamiento de carbono y regulación hidrológica), además de buscar reducir la vulnerabilidad de las poblaciones humanas dependientes de ellas. Este compromiso podría ser reforzado con futuros proyectos que resalten los impactos de actividades como el pastoreo y la extracción de turba, y cómo llevarlas a cabo de manera sostenible. También es necesario considerar sitios prioritarios y alternativos para la conservación y restauración de turberas.

- φ Aún existe una gran necesidad de una confiable y consistente base de datos climáticos en los Andes que debería construirse a partir de una variedad de sitios de referencia. Estas medidas son vitales, pues contribuyen al manejo a largo plazo de los ecosistemas altoandinos frágiles en un escenario futuro de variabilidad climática e incertidumbre de sus consecuencias en estos ecosistemas ambientes naturales.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abbott, MB; Binford, MW; Brenner, M; Kelts, KR. 1997. A 3500 ^{14}C yr high-resolution record of water-level changes in lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research*. 47(02):169-180.

Agua – Andes. 2015. Identificación de bofedales dentro de la cabecera de la Cuenca del Río Cachi. Proyecto PEER “Strengthening Resilience of Andean River-Basin Headwaters Facing Global Change”.

Albarède, F. 2009. *Geochemistry: An Introduction*. 2^a ed. New York, US. Cambridge University Press. 342 p.

Anderson, EP; Marengo, J; Villalba, R; Halloy, S; Young, B; Cordero, D; Gast, F; Jaimes, E; Ruiz, D. 2011. Consequences of climate change for ecosystems and ecosystem services in the Tropical Andes. *In* Ed(s). Herzog, SK; Martínez, R; Jørgensen, PM; Tiessen, H. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. IAI & SCOPE. Paris, FR. 1-18.

Apaéstegui, J; Cruz, FW; Sifeddine, A; Vuille, M; Espinoza, JC; Guyot, JL; Khodri, M; Strikis N; Santos, RV; Cheng, H; Edwards, L; Carvalho, E; Santini, W. 2014. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past*. 10 (6):1967-1981.

Apaéstegui, J; Cruz, FW; Vuille, M; Fohlmeister, J; Espinoza, JC; Sifeddine, A; Strikish, N; Guyot, JL; Ventura, R; Cheng, H; Edwards, RL. 2018. Precipitation changes over the eastern Bolivian Andes inferred from speleothem ($\delta^{18}\text{O}$) records for the last 1400 years. *Earth and Planetary Science Letters*. 494:124-134.

Asmerom, Y. 2009. Speleothems. *En* Gornitz, V. (Ed.). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, US. p 916-918.

- Asner, GP. 2014 The High-resolution Carbon Geography of Perú for Forest Conservation and Management. Carnegie (*Carnegie Institution for Science*) – MINAM (Ministerio del Ambiente). Perú.
- Bacon, KL; Baird, AJ; Blundell, A; Bourgault, M-A; Chapman, PJ; Dargie, G; Dooling, GP; Gee, C; Holden, J; Kelly, T; McKendrick-Smith, KA; Morris, PJ; Noble, A; Palmer, SM; Quillet, A; Swindles, GT; Watson, EJ; Young, DM. 2017. Questioning ten common assumptions about peatlands. *Mires and Peat* (19) Article 12: 1-23.
- Báez, S; Cuesta, F; Muriel, P; Carrilla, J; Jaramillo, R; Irazábal, J; Cuello, S; Grau, A. 2014. Monitoreo de biodiversidad, productividad y experimentación en ecosistemas herbáceos andinos. Protocolo 4 - Versión 1. Proyecto CIMA. CONDESAN / Escuela de Ciencias Biológicas Biológicas-PUCE / IER-UNT / COSUDE. Ecuador.
- Bain, CG; Bonn, A; Stoneman, R; Chapman, S; Coupar, A; Evans, M; Gearey, B; Howat, M; Joosten, H; Keenleyside, C; Labadz, J; Lindsay, R; Littlewood, N; Lunt, P; Miller, CJ; Moxey, A; Orr, H; Reed, M; Smith, P; Swales, V; Thompson, DBA; Thompson, PS; Van de Noort, R; Wilson, JD; Worrall, F. 2011. IUCN UK Commission of Inquiry on Peatlands. IUCN UK Peatland Programme, Edinburgh.
- Baker, PA; Rigsby, CA; Seltzer, GO; Fritz, SC; Lowenstein, TK; Bacher, NP; Veliz, C. 2001. Tropical Climate Changes at Millennial and Orbital Timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature*. no. 409, 698-701.
- Balslev, H. 1996. Juncacea. *Flora Neotropica*, Vol. 68: 1-167.
- Balvanera, P; Daily, GC; Ehrlich, PR; Ricketts, T; Bailey, SA; Kark, S; Kremen, C; Pereira, H. 2001. Conserving biodiversity and ecosystem services: conflict or reinforcement? *Science*. no. 291: 2047.
- Bathellier, C; Badeck, F; Ghashghaie, J. 2017. Carbon Isotope Fractionation in Plant Respiration. En Tcherkez, G; Ghashghaie, J. (*eds.*), *Plant Respiration: Metabolic Fluxes and Carbon Balance*, Volumen 43 de *Advances in Photosynthesis and Respiration Including Bioenergy and Related Processes*. 43-68.
- Benavides, JC; Vitt, DH; Wieder, RK. 2013. The influence of climate change on recent peat accumulation patterns of *Distichia muscoides* cushion bogs in the high-elevation tropical Andes of Colombia. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 118(4):1627-1635.

- Benavides, JC. 2014. The effect of drainage on organic matter accumulation and plant communities of high-altitude peatlands in the Colombian tropical Andes. *Mires and Peat*. no. 15:1-15.
- Bird, BW; Abbotta, MB; Vuille, M; Rodbell, DT; Stansella, ND; Rosenmeier, MF. 2011a. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *PNAS Early Edition*: 1-6.
- Bird, BW; Abbott, MB; Rodbell, DT; Vuille, M. 2011b. Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment $\delta^{18}\text{O}$ record. *Earth and Planetary Science Letters* 310:192-202.
- Blaauw, M; Christen, JA. 2005. Radiocarbon peat chronologies and environmental change. *Applied Statistics*. no. 54:805-816.
- Borren, W; Bleuten, W; Lapshina, ED. 2004. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia. *Quaternary Research* 61(1):42-51.
- Bourgeau-Chavez, LL; Endres, SL ; Graham, JA ; Hribljan, JA ; Chimner, RA ; Lillieskov, EA; Battaglia, MJ. 2018. Mapping Peatlands in Boreal and Tropical Ecoregions. En Liang, S. (*Ed.*), *Comprehensive Remote Sensing*, vol. 6, pp. 24–44. Oxford: Elsevier.
- Bradley, RS. *Ed.* 2015. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. Third edition. University of Massachusetts, Amherst, Massachusetts. Elsevier Inc. 675 p.
- Bradley, RS; Vuille, M; Diaz, HF; Vergara, W. 2006. Climate Change: Threats to Water Supplies in the Tropical Andes. *Science*, 312 (5781):1755-1756.
- Brauman, KA; Daily, GC; Duarte, TK; Mooney, H. 2007. The nature and value of ecosystem services: an overview highlighting hydrologic services. *Annual Review of Environment and Resources*. no. 32:67-98.
- Breukelen, MR van, Vonhof, HB; Hellstrom, JC; Wester, WCG; Kroon, D. 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*. no. 275: 54-60.
- Brophy, JG; Schimmelmann, A. 2018. Hydrogen. En White, WM. (*ed.*) *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. ISBN 978-3-319-39312-4. 693- 696.

Bullock, A; Acreman, M. 2003. The role of wetlands in the hydrological cycle. *Hydrology and Earth System Sciences*. no. 7:358-389.

Bustamante, MG; Cruz, FW; Vuille, M; Apaestegui, J; Strikis, N; Panizo, G; Novello, FV; Deininger, M; Sifeddine, A; Cheng, H; Moquet, JS; Guyot, JL; Santos, RV; Segura, H; Edwards, RL. 2016. Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records.

Calderón, M; Romero-Saltos, H; Cuesta, F; Pinto, E; Báez, S. 2013. Monitoreo de contenidos y flujos de carbono en gradientes altitudinales. Protocolo 1 - Versión 1. Proyecto CIMA. CONDESAN / COSUDE. Ecuador.

Cartigny, P. 2018. Nitrogen. En White, WM. (*ed.*) *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Pp. 985-986.

Cartigny, P; Busigny, V. 2018. Nitrogen Isotopes. En White, WM. (*ed.*) *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Pp. 991-1003.

Chambers, FM; Charman, DJ. 2004. Holocene environmental change: contributions from the peatland archive. *The Holocene*. no. 14:1-6.

Chambers, FM; Beilman, DW; Yu, Z. 2011. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat*. no. 7:1-10.

Chapman, S; Buttler, A; Francez, AJ; Laggoun-Défarge, F; Vasander, H; Schloter, M; Combe, J; Grosvernier, P; Harms, H; Epron, D; Gilbert, D; Mitchell, E. 2003. Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance: a conflict between economy and ecology. *Frontiers in Ecology and the Environment*. no. 1:525-532.

Charman, D.J. 2002. *Peatlands and Environmental Change*. WILEY. Chichester. 312 p.

Charman, DJ; Booth, RK; Mäkilä, M; Sirin, A. 2008. Peatlands and Past Climate Change. En Parish, F; Sirin, A; Charman, D; Joosten, H; Minayeva, T; Silviu, M; Stringer, L. (*eds*) (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*. 39-59.

Charman, DJ; Beilman, DW; Blaauw, M; Booth, RK; Brewer, S; Chambers, FM; Christen, JA; Gallego-Sala, A; Harrison, SP; Hughes, PDM; Jackson, ST; Korhola, A; Mauquoy, D; Mitchell, FJG; Prentice, IC; Van Der Linden, M; De Vleeschouwer, F; Yu, ZC; Alm, J;

- Bauer, IE; Corish, YMC; Garneau, M; Hohl, V; Huang, Y; Karofeld, E; Le Roux, G; Loisel, J; Moschen, R; Nichols, JE; Nieminen, TM; MacDonald, GM; Phadtare, NR; Rausch, N; Sillasoo, U; Swindles, GT; Tuittila, ES; Ukonmaanaho, L; Väiliranta, M; Van Bellen, S; Van Geel, B; Vitt, DH; Zhao, Y. 2013. Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences*. 10(2):929-944.
- Chan, KMA; Shaw, MR; Cameron, DR; Underwood, EC; Daily, GC. 2006. Conservation planning for ecosystem services. *PLoS Biology*. no. 4:2138-2152.
- Chawchai, S; Kylander, ME; Chabangborn, A; Löwemark, L; Wohlfarth, B. 2016. Testing commonly used X-ray fluorescence core scanning-based proxies for organic-rich lake sediments and peat. *Boreas* no. 45:180-189.
- Chepstow-Lusty, A; Frogley, MR; Bauer, BS; Bush, MB; Tupayachi Herrera, A. 2003. A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru. *Journal of Quaternary Science*. 18 (6):491-502
- Chimner, RA. 2004. Soil respiration rates in tropical peatlands of Micronesia and Hawaii. *Wetlands*. 24(1):51-56.
- Chimner, RA; Karberg, JM. 2008. Long-term carbon accumulation in two tropical mountain peatlands, Andes Mountains, Ecuador. *Mires and Peat* 3 (June 2015): Article 04.
- Collins, ME; Kuehl, RJ. 2000. Organic matter accumulation and organic soils. En Richardson, JL; Vepraskas, MJ (*eds.*). *Wetland soils: genesis, hydrology, landscapes and classification*. 137-162.
- Cooper, DJ; Chimner, RA; Merritt, D. 2012. Western Mountain Wetlands. In Batzer, DP; Baldwin, AH (*eds.*). *Wetland Habitats of North America: Ecology and Conservation Concerns*. 313-328.
- Cooper, DJ; Kaczynski, K; Slayback, D; Yager, K. 2015. Growth and organic carbon production in peatlands dominated by *Distichia muscoides*, Bolivia, South America. *Arctic Antarctic and Alpine Research*. 47(3):505-510.
- Coronel, JS; de la Barra, N; Aguilera, X. 2009. Bofedales altoandinos de Bolivia : Vegetación acuática y factores ambientales. *Revista Boliviana de Ecología y Conservación Ambiental*. no. 26: 23-34.

- Crump, J. *Ed.* 2017. Smoke on Water – Countering Global Threats From Peatland Loss and Degradation. A UNEP Rapid Response Assessment. United Nations Environment Programme and GRID-Arendal, Nairobi and Arendal. ISBN: 978-82-7701-168-4.
- Delaygue, G. 2009. Oxygen isotopes. En Gornitz, V. (*ed.*). Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 666-673.
- Denk, TRA; Mohn, J; Decock, C; Lewicka-Szczebak, D; Harris, E; Butterbach-Bahl, K; Kiese, R; Wolf, B. 2017. The nitrogen cycle: A review of isotope effects and isotope modeling approaches. *Soil Biology & Biochemistry* 105 (2017):121-137.
- Díaz, MF; Larraín, J; Zegers, G; Tapia, C. 2008. Caracterización florística e hidrológica de turberas de la Isla Grande de Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. no. 81:455-468.
- Dommain, R. 2004. Peatlands on the Ugandan side of Mount Elgon. *International Mire Conservation Group (IMCG) Newsletter*, 2004/3: 9-12.
- Earle, LR; Warner, BG; Aravena, R. 2003. Rapid development of an unusual peataccumulating ecosystem in the Chilean Altiplano. *Quaternary Research*. no. 59:2-11.
- Egoh, B; Rouget, M; Reyers, B; Knight, A; Cowling, RM; van Jaarsveld, AS; Welz, A. 2007. Integrating ecosystem services into conservation assessments: a review. *Ecological Economics*. no. 63:714-721.
- Engel, Z; Skrzypek, G; Chuman, T; Sefrna, L; Mihaljevi, M. 2014. Climate in the Western Cordillera of the Central Andes over the last 4300 years. *Quaternary Science Reviews*. no. 99: 60-77.
- Escudé, J. 2013. El análisis isotópico y la determinación del origen del alabastro. *Maestría en Diagnóstico del Estado de Conservación del Patrimonio Histórico*. Universidad Pablo de Olavide.
- Espinoza, JC; Ronchail, J; Guyot, JL; Junquas, C; Vauchel, P; Lavado, WS; Drapeau, G; Pombosa, R. 2011. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões river (western Amazon basin): understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters* 38 (13), L13406: 1-6.

- Evans, MN; Tolwinski-Ward, SE; Thompson, DM; Anchukaitis, KJ. 2013. Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. *Quaternary Science Reviews*. no. 76:16-28.
- Evershed, RP; Bull, ID; Corr, LT; Crossman, ZM; Van Dongen, BE; Evans, CJ; Jim, S; Mottram, HR; Mukherjee, AJ; Pancost, RD. 2007. Compound-specific stable isotope analysis in ecology and paleoecology. En Michener, R. & Lajtha, K. (eds.). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, Second edition: 480-540.
- Flantua, SGA; Hooghiemstra, H; Vuille, M; Behling, H; Carson, JF; Gosling, WD; Hoyos, I; Ledru, MP; Montoya, E; Mayle, F; Maldonado, A; Rull, V; Tonello, MS; Whitney, BS; González-Arango, C. 2016. Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records. *Climate of the Past*. no. 12:483-523.
- Foster, P. 2001. The potential negative impacts of global climate change on tropical montane cloud forests. *Earth-Science Reviews*. no. 55:73-106.
- Francou, B; Vuille, M; Wagnon, P; Mendoza, J; Sicart, J-E. 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research* 108(D5), 4154:1-12.
- Frans, C; Istanbuluoglu, E; Lettenmaier, DP; Naz, B; Clarke, G; Condom, T; Burns, P; Nolin, A. 2015. Predicting glacio-hydrologic change in the headwaters of the Zongo River, Cordillera Real, Bolivia. *Water Resources Research*. no. 51.
- Garreaud, RD; Vuille, M; Compagnucci, R; Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. no. 281:180-195.
- Garneau, M; van Bellen, S; Magnan, G; Beaulieu-Audy, V; Lamarre, A; Asnong, H. 2014. Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada. *The Holocene*. 1-11
- GISS – NASA (*Goddard Institute for Space Studies – National Aeronautics and Space Administration*, USA). S/f. Annual Mean Temperature Change for Three Latitude Band (Global y Tropical zone), for the years 1955 to 2015. Web site: <https://www.giss.nasa.gov/>
- González, P; Suni, M; Deanna, R; Scaldaferrro, MA; Castañeda, E; Ramirez, DW; Valencia, N; Cano, A. 2016. Biología reproductiva y citogenética de *Distichia muscoides* (Juncaceae). *Bol. Soc. Argent. Bot.* 51 (1):123-133.

- GORE Ayacucho (Gobierno Regional de Ayacucho, PE). 2015. Base de Datos Meteorológicos: Estación Apacheta – Planilla mensual 2015. Perú.
- Gorham, E. 1991. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*. no. 1:182-195.
- Gorham, E; Rochefort, L. 2003. Peatland restoration: a brief assessment with special reference to Sphagnum bogs. *Wetlands Ecology and Management*. no. 11:109-119.
- Gorham, E; Lehman, E; Dyke, A; Clymo, D; Janssens, J. 2012. Long-term carbon sequestration in North American peatlands. *Quaternary Science Reviews*. no. 58:77-82.
- Gornitz, V. 2009. Paleoclimate Proxies, an Introduction. En Gornitz, V. (ed.). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 716-721.
- Gunnarsson, U; Malmer, N; Rydin, H. 2002. Dynamics or constancy in Sphagnum dominated mire ecosystems? A 40-year study. *Ecography*. no. 25:685-704.
- Hapsari, KA; Biagioni, S; Jennerjahn, TC; Reimer, PM; Saad, A; Achnopha, J; Sabiham, S; Behling, H. 2017. Environmental dynamics and carbon accumulation rate of a tropical peatland in Central Sumatra, Indonesia. *Quaternary Science Reviews*. 169 (2017):173-187.
- Hernández, ME. 2010. Suelos de Humedales como Sumideros de Carbono y Fuentes de Metano. *Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal. Terra Latinoamericana*. 28 (2):139-147.
- Hendrix, MS. 2009. Continental Sediments. En Gornitz, V. (ed.). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 192-198.
- Hoefs, J. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Sixth Edition. University of Göttingen, Alemania. 285 p.
- Hribljan, JA; Cooper, DJ; Sueltenfuss, J; Wolf, EC; Heckman, KA; Lilleskov, EA; Chimner, RA. 2015. Carbon storage and long-term rate of accumulation in high-altitude Andean peatlands of Bolivia. *Mires and Peat*. 3 15 (12) 1-14.
- Hribljan, JA; Suárez, E; Heckman, KA. Lilleskov, EA; Chimner, RA. 2016. Peatland carbon stocks and accumulation rates in the Ecuadorian paramo. *Wetlands Ecology Management*: 1-15.

- Hua, Q; Barbetti, M; Rakowski, AZ. 2013. Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950–2010. *Radiocarbon*. 55 (4):2059-2072.
- Huaman, Y; Moreira-Turcq, P; Espinoza, R; Llanos, R; Apaéstegui, J; Turcq, B; Willems, B. 2020. Influencia de los cambios climáticos en la acumulación de carbono en bofedales altoandinos durante los últimos 2500 años. *Ecología Aplicada*. 19(1): 35-41.
- Huddart, D; Stott, T. 2020. *Adventure Tourism: Environmental Impacts and Management*. ISBN 978-3-030-18622, 18623-4. 475 p.
- INGEMMET (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, PE). 2012. Mapa Geológico del cuadrángulo de Huachocolpa. Lima, PE. Escala 1:50.000. Colores. (Equidistancia de curvas de nivel 50 metros).
- INEI (Instituto Nacional de Estadística e Informática, PE). 2018. Ayacucho: Resultados Definitivos. Gobierno Central del Perú. Lima. 1023 p.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2013. *Climate Change 2013. The physical science basis: Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.
- Jancsó, G. 2011. Isotope Effects. En Vértes, A; Nagy, S; Klencsár, Z; Lovas, RG; Rösch, F. (*Eds.*). *Handbook of Nuclear Chemistry*. Second Edition.
- Janský, B; Engel, Z; Kocum, J; Šefrna, L; Česák, J. 2011. The Amazon River headstream area in the Cordillera Chila, Peru: hydrographical, hydrological and glaciological conditions. *Hydrological Sciences Journal* 56(1): 138-151.
- Johnson, CM; Beard, BL; Albarede, F. 2004. *Geochemistry of Non-Traditional Stable Isotopes: Reviews in Mineralogy, Volumen 55*. Mineralogical Society of America, 454.
- Jomelli, V; Grancher, D; Brunstein, D; Solomina, O. 2008. Recalibration of the Rhizocarpon growth curve in Cordillera Blanca (Peru) and LIA chronology implication. *Geomorphology*. no. 93: 201-212.
- Jomelli, V; Favier, V; Rabatel, A; Brunstein, D; Hoffmann, G; Francou, B. 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. no. 281:269-282.

Jomelli, V; Favier, V; Vuille, M; Braucher, R; Martin, L; Blard, P-H; Colose, C; Brunstein, D; He, F; Khodri, M; Bourlès, DL; Leanni, L; Rinterknecht, V; Grancher, D; Francou, B; Ceballos, JL; Fonseca, H; Liu, Z; Otto-Bliesner, BL. 2014. A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. *Nature*. no. 513: 224-228.

Jones, MC; Yu, Z. 2010. Rapid deglacial and early Holocene expansion of peatlands in Alaska. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107(16):7347-7352.

Jones, A. 2018. Carbon. En White, WM. (ed.) *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Pp. 187-191.

Josse, C; Cuesta, F; Navarro, G; Barrena, V; Cabrera, E; Chacón-Moreno, E; Ferreira, W; Peralvo, M; Saito, J; Tovar, A. 2009a. Ecosistemas de los Andes del norte y centro. Bolivia, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela. Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa Regional ECOBONA – Intercooperation, CONDESAN. Proyecto Páramo Andino, Programa BioAndes, EcoCiencia, NatureServe, IAvH, LTA-UNALM, ICAE-ULA, CDC-UNALM, RUMBOL SRL. Lima.

Josse, C; Cuesta, F; Navarro, G; Barrena, V; Becerra, MT; Cabrera, E; Chacón-Moreno, E; Ferreira, W; Peralvo, M; Saito, J; Tovar, A; Naranjo, LG. 2011. Physical Geography and Ecosystems in the Tropical Andes. *In* Herzog, SK; Martínez, R; Jørgensen, PM; Tiessen, H. Ed(s). *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. IAI & SCOPE. Paris, FR. p. 152-169.

Joosten, H; Clarke, D. 2002. Wise use of mires and peatlands: Background and principles including a framework for decision-making. International Mire Conservation Group and International Peat Society. Finland.

Joosten, H. 2008. What are peatlands? En Parish, F; Sirin, A; Charman, D; Joosten, H; Minayeva, T; Silviu, M; Stringer, L. (eds) (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*: 8-18.

Joosten, H; Couwenberg, J. 2008. Peatlands and Carbon. *In* Parish, F; Sirin, A; Charman, D; Joosten, H; Minayeva, T; Silviu, M; Stringer, L. (eds) (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*: 99-117.

Joosten, H; Tapio-Biström, ML; Tol, S. 2012. Peatlands - Guidance for climate change mitigation through conservation, rehabilitation and sustainable use. *Mitigation of Climate*

Change in Agriculture (MICCA) Programme. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) and Wetlands International. Second edition. Italy. 100 p.

Jung, H; Koh, D; Kim, YS; Jeon, S; Lee, J. 2020. Stable Isotopes of Water and Nitrate for the Identification of Groundwater Flowpaths: A Review. *Water* 2020, 12, 138.

Kanner, LC; Burns, SJ; Cheng, H; Edwards, RL; Vuille, M. 2013. High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes. *Quaternary Science Reviews*. no. 75:1-10.

Kaser, G. 1999. A review of modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*. no 22:93-103.

Kimmel, K; Mander, Ū. 2010. Ecosystem services of peatlands: Implications for restoration. *Progress in Physical Geography*. 34 (4): 491-514.

Klarqvist, M; Bolin, E; Nilsson, M. 2001. Factors controlling peat growth and carbon accumulation rates in boreal mires during the Holocene, In Klarqvist, M (ed.): *Peat Growth and Carbon Accumulation Rates during the Holocene in Boreal Mires*. Acta Universitatis Agriculturae Sueciae, Silvestria 203, Paper IV, 1 31.

Kock, ST; Schitteck, K; Mächtle, B; Wissel, H; Maldonado, A; Lücke, A. 2019a. Late Holocene environmental changes reconstructed from stable isotope and geochemical records from a cushion-plant peatland in the Chilean Central Andes (27° S). *Journal of Quaternary Science*. 34 (2): 153-164.

Kock, ST; Schitteck, K; Ohlendorf, C; Schäbitz, F; Lupo, LC; Kulemeyer, JJ; Lücke, A. 2019b. Stable oxygen isotope records ($\delta^{18}\text{O}$) of a high-andean cushion peatland in NW Argentina (24° S) imply South American Summer Monsoon related moisture changes during the late Holocene. *Frontiers in Earth Science*. no. 7:1-16.

Körner, C; Paulsen, J; Spehn, EM. 2011. A definition of mountains and their bioclimatic belts for global comparisons of biodiversity data. *Alpine Botany*. no. 121:73-78.

Kraus, EB. 1955. Secular changes of tropical rainfall regimes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 81, 198–210.

Kuentz, A; Ledru, MP; Thouret, J-C. 2011. Environmental changes in the highlands of the western Andean Cordillera, southern Peru, during the Holocene. *The Holocene*: 1-12.

Lähteenoja, O; Ruokolainen, K; Schulman, L; Oinonen, M. 2009. Amazonian peatlands: An ignored C sink and potential source. *Global Change Biology*. no. 15: 2311-2320.

Lähteenoja, O; Reategui, YR; Räsänen M; del Castillo, TD; Oinonen M; Page, SE. 2012. The large Amazonian peatland carbon sink in the subsiding Pastaza-Marañón foreland basin, Peru. *Global Change Biology* 18(1):164-178

Leavitt, SW. 2009. Carbon Isotopes, Stable. En Gornitz, V. (*ed.*). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 133-136.

Lécuyer, C; Gillet, P; Robert, F. 1998. The hydrogen isotope composition of seawater and the global water cycle. *Chemical Geology*. no. 145:249-261.

Le Quéré, C; Andrew, RM; Friedlingstein, P; Sitch, S; Pongratz, J; Manning, AC; Korsbakken, JI; Peters, GP; Canadell, JG; Jackson, RB; Boden, TA; Tans, PP; Andrews, OD; Arora, VK; Bakker, DCE; Barbero, L; Becker, M; Betts, RA; Bopp, L; Chevallier, F; Chini, LP; Ciais, P; Cosca, CE; Cross, J; Currie, K; Gasser, T; Harris, I; Hauck, J; Haverd, V; Houghton, RA; Hunt, CW; Hurtt, G; Ilyina, T; Jain, AK; Kato, E; Kautz, M; Keeling, RF; Goldewijk, KK; Körtzinger, A; Landschützer, P; Lefèvre, N; Lenton, A; Lienert, S; Lima, I; Lombardozi, D; Metzl, N; Millero, F; Monteiro, PMS; Munro, DR; Nabel, JEMS; Nakaoka, S-i; Nojiri, Y; Padin, A; Peregon, A; Pfeil, A; Pierrot, D; Poulter, B; Rehder, G; Reimer, J; Rödenbeck, C; Schwinger, J; Séférian, R; Skjelvan, I; Stocker, BD; Tian, H; Tilbrook, B; Tubiello, FN; van der Laan-Luijkx, IN; van der Werf, GR; van Heuven, S; Viovy, N; Vuichard, N; Walker, AP; Watson, AJ; Wiltshire, AJ; Zaehle, S; Zhu, D. 2017. Global Carbon Budget 2017. *Earth System Science Data*. no. 10:405-448.

Levin, I; Kromer, B; Schoch-Fischer, H; Bruns, M; Münnich, M; Berdau, D; Vogel, JC; Münnich, KO. 1985. 25 years of tropospheric ¹⁴C observations in central Europe. *Radiocarbon*. 27(1):1-19.

Licciardi, JM; Schaefer, JM; Taggart, JR; Lund, DC. 2009. Holocene Glacier Fluctuations in the Peruvian Andes Indicate Northern Climate Linkages. *Science*. no. 325:1677-1679.

Liu, K; Reese, CA; Thompson, LG. 2005. Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 years. *Quat. Res.* 64 (2):272-278.

- Liu, X; Chen, H; Zhu, Q; Wu, J; Frohling, S; Zhu, D; Wang, M; Wu, N; Peng, C; He, Y. 2018. Holocene peatland development and carbon stock of Zoige peatlands, Tibetan Plateau: a modeling approach. *Journal of Soils and Sediments*. 18(5):2032-2043.
- Llanos, R. 2019. Acumulación temporal y espacial de carbono orgánico en turberas tropicales (bofedales) de la región Ayacucho, Andes centrales de Perú. Tesis Ing. Lima, PE. Universidad Nacional Agraria La Molina. 88 p.
- Mathijssen, PJH; Tuovinen, J-P; Lohila, A; Aurela, M; Juutinen, S; Laurila, T; Niemelä, E; Tuittila, E-S; Väiliranta, M. 2014. Development, carbon accumulation and radiative forcing of a subarctic fen over the Holocene. *The Holocene*. 24(9):1156-1166
- Maldonado, M; Maldonado-Ocampo, J; Ortega, H; Encalada, AC; Carvajal-Vallejos, FM; Rivadeneira, JF; Acosta, F; Jacobsen, D; Crespo, A; Rivera-Rondón, C. 2011. Biodiversity in Aquatic Systems of the Tropical Andes. *Clim. Chang. Biodivers. Trop. Andes*: 276-294.
- Malmer, N; Wallén, B. 2004. Input rates, decay losses and accumulation rates of carbon in bogs during the last millennium: internal processes and environmental changes. *The Holocene*. no. 14:111-117.
- Marengo, J. 2004. Interdecadal and long-term rainfall variability in the Amazon basin. *Theor. Appl. Climatol*. 78:79-96.
- Marshall, JD; Brooks, JR; Lajtha, K. 2007. Sources of variation in the stable isotopic composition of plants. En Michener, R. & Lajtha, K. (*eds.*). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, Second edition, Wiley/Blackwell: Malden, MA, USA. Pp: 22-60.
- Mauquoy, D; Engelkes, T; Groot, MHM; Markesteijn, F; Oudejans, MG; Van Der Plicht, J; Van Geel, B. 2002. High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. no. 186:275-310.
- McGuire, K; McDonnell, JJ. 2007. Stable isotope tracers in watershed hydrology. En Michener, R. & Lajtha, K. (*eds.*). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, Second edition, Wiley/Blackwell: Malden, MA, USA. Pp: 334-374.
- Millennium Ecosystem Assessment. 2005. *Ecosystems and human well-being: Wetlands and water. Synthesis*. World Resources Institute. Island Press, Washington, USA.
- Minayeva, T; Bragg, O; Cherednichenko, O; Couwenberg, J; van Duinen, G-J; Giesen, W; Grootjans, A; Grundling, P-L; Nikolaev, V; van der Schaaf, S. 2008. Peatlands and

Biodiversity. En Parish, F; Sirin, A; Charman, D; Joosten, H; Minayeva, T; Silvius, M; Stringer, L. (*eds*) (2008). Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report: 8-18.

MINAM (Ministerio del Ambiente, PE). 2016. El Perú y el Cambio Climático. Tercera Comunicación Nacional del Perú a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. Perú.

Moncada, W; Masias, M; Pereda, A; Aldana, C; Jiménez, J. 2014. Cuantificación hidrográfica de la cuenca del río Cachi-Ayacucho, mediante imágenes satelitales. Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales. Universidad de Ayacucho Federico Froebel, Perú.

Morales, MS; Christie, DA; Villalba, R; Argollo, J; Pacajes, J; Silva, JS; Alvarez, CA; Llanabure, JC; Soliz Gamboa, CC. 2012. Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300 AD reconstructed by tree-rings. *Climate of the Past*. no. 8:653-666.

Moreau, C; Caffy, I; Comby, C; Delqué-Koli, E; Dumoulin, J-P; Hain, S; Quiles, A; Setti, V; Souprayen, C; Thellier, B. 2013. Research and Development of the Artemis 14C AMS Facility: Status Report. *Radiocarbon*. no. 55:2-3.

Moreira-Turcq, P; Bonnet, MP; Amorim, M; Bernardes, M; Lagane, C; Maurice, L; Perez, M; Seyler, P. 2013. Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River, *Global Biogeochemical Cycles*. no. 27:119-130.

Moreira-Turcq, P; Turcq, B; Moreira, LS; Amorim, M; Cordeiro, RC; Guyot, J-L. 2014. A 2700 yr BP extreme flood event revealed by sediment accumulation in Amazon floodplains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. no. 415:175-182.

Moy, CM; Seltzer, GO; Rodbell, DT; Anderson, DM. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*. no. 420:162-165.

Muller, J; Wüst, RAJ; Weiss, D; Hu, Y. 2006. Geochemical and stratigraphic evidence of environmental change at Lynch's Crater, Queensland, Australia, *Global Planet. Change*. no. 53:269-277.

Myers, N; Mittermeier, RA; Mittermeier, CG; da Fonseca, GAB; Kent, J. 2000. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*. no. 403:853-858.

- Nakai, I. 2018. X-Ray Fluorescence Analysis. En White, WM. (*ed.*) Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth. Pp. 1511-1515.
- Neukom, R; Rohrer, M; Calanca, P; Salzmann, N; Huggel, C; Acuña, D; Christie, DA; Morales, MS. 2015. Facing unprecedented drying of the Central Andes? Precipitation variability over the period AD 1000–2100. Environmental Research Letters 10 (2015) 084017.
- Noble, DC; McKee, EH. 1982. Nevado Portugueza volcanic center, Central Peru: A Pliocene Central Volcano-Collapse caldera complex with associated silver mineralization. Economic Geology. no. 77:1893-1900.
- Noble, DC; Bowman, HR; Hebert, AJ; Silberman, ML; Heropoulos CE; Fabbi, BP; Hedge, CE. 1975. Chemical and isotopic constraints on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes of central Peru. Geology. no. 3:501-504.
- Olivier, J; Janssens-Maenhout, G; Muntean, M; Peters, J. 2013. Trends in global emissions: 2013 Report. Background studies. The Hague: PBL Netherlands Environmental Assessment Agency; Ispra: Joint Research Centre.
- O'Leary, MH. 1981. Carbon isotope fractionation in plants. Phytochemistry. no. 20:553-567.
- Packalen, MS; Fikelstein, SA; McLaughlin, W. 2014. Carbon storage and potential methane production in the Hudson Bay Lowlands since mid-Holocene peat initiation. Nat. Commun. no. 5:4078.
- Page, SE; Rieley, JO; Shotyk, OW ; Weiss, D. 1999. Interdependence of peat and vegetation in a tropical peat swamp forest. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B. no. 354:1885-1897.
- Page, SE; Rieley, JO; Banks, CJ. 2011. Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. Global Change Biology. no. 17:798-818.
- Palta, MM; Hartnett, HE. 2018. Nitrogen Cycle. En White, WM. (*ed.*) Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth. Pp. 987-991.

- Parish, F; Sirin, A; Charman, D; Joosten, H; Minayeva, T; Silvius, M; Stringer, L. 2008. Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report. Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen.
- Peterson, MJ; Hall, DM; Feldpausch-Parker, AM; Peterson, TR. 2010. Obscuring ecosystem function with application of the ecosystem services concept. *Conservation Biology*. no. 24:113-119.
- Peterson, LC. 2018. Paleoclimatology. En White, WM. (ed.) *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Pp. 696-701.
- Piotrowska, N; Blaauw, M; Mauquoy, D; Chambers, FM. 2011. Constructing deposition chronologies for peat deposits using radiocarbon dating. *Mires and Peat*. 7 (10):1-14.
- Polissar, PJ; Abbott, MB; Wolfe, AP; Bezada, M; Rull, V; Bradley, RS. 2006. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)* vol. 103, no. 24: 8937-8942.
- Polk, MH; Young, KR; Baraer, M; Mark, BG; McKenzie, JM; Bury, J; Carey, M. 2017. Exploring hydrologic connections between tropical mountain wetlands and glacier recession in Peru's Cordillera Blanca. *Applied Geography*. no. 78:94-103.
- Rabatel, A; Jomelli, V; Naveau, P; Francou, B; Grancher, D. 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16° S. *Comptes Rendus Geoscience*. no. 337:1311-1322.
- Rabatel, A; Francou, B; Soruco, A; Gomez, J; Cáceres, B; Ceballos, JL; Basantes, R; Vuille, M; Sicart, J-E; Huggel, C; Scheel, M; Lejeune, Y; Arnaud, Y; Collet, M; Condom, T; Consoli, G; Favier, V; Jomelli, V ; Galarraga, R; Ginot, P; Maisincho, L; Mendoza, J; Ménégot, M; Ramirez, E; Ribstein, P; Suarez, W; Villacis, M; Wagnon, P. 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*. no. 7:81-102.
- Ramil, P; Gómez-Orellana, L; Ferreiro, J; Muñoz, C; Rodríguez, MA. 2018. Genesis and dynamics of the bogs in the Atlantic Biogeographic region of the Iberian Peninsula. En Fernández-García, JM; Pérez, FJ. (Eds.) *Inventory, Value and Restoration of Peatlands and Mires: Recent Contributions*. LIFE11 NAT / ES / 704 “Sustainable Ordunte”. Hazi Foundation. Pp: 203-220.

RAMSAR (Secretaría de la Convención de Ramsar). 2010. Uso racional de los humedales: Conceptos y enfoques para el uso racional de los humedales. Pritchard, D. (ed). Manuales RAMSAR para el uso racional de los humedales, 4º edición (1). Gland, Suiza.

Ratcliffe, JL; Payne, RJ; Sloan, TJ; Smith, B; Waldron, S; Mauquoy, D; Newton, A; Anderson, AR; Henderson, A; Andersen, R. 2018. Holocene carbon accumulation in the peatlands of northern Scotland. *Mires and Peat*, Volume 23 (2018/19), Article 03: 1-30.

Rieley, J. 2014. Utilization of peatlands and peat. In Biancalani, R. & Avagyan A. (eds) *Towards climate-responsible peatlands management*. FAO. Rome.

Roa-García, MC; Brown, S. 2016. Caracterización de la acumulación de Carbono en pequeños humedales andinos en la cuenca alta del río Barbas (Quindío, Colombia). *Caldasia*. 38(1):117-135.

Robinson, SD. 2006. Carbon accumulation in peatlands, southwestern Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Soil Science*. no. 86:305-319.

Rodbell, DT; Seltzer, GO; Mark, BG; Smith, JA; Abbott, MB. 2008. Clastic sediment flux to tropical Andean lakes: records of glaciation and soil erosion. *Quaternary Science Reviews* n° 27:1612-1626.

Rydin, H; Jeglum, JK. 2013. *The Biology of Peatlands*. 2ª ed. Oxford University Press. New York, US. 382 p.

Sachs, JP. 2009. Nitrogen Isotopes. En Gornitz, V. (ed.). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 612-614.

Saltzman, B. 2002. *Dynamical Paleoclimatology. Generalized Theory of Global Climate Change*. International Geophysics Series Volume 80. Harcourt–Academic Press (Elsevier Science). 354 p.

Salvador, F; Monerri, J; Rochefort, L. 2014. Peatlands of the Peruvian Puna ecoregion: types, characteristics and disturbance. *Mires and Peat*. no. 15:1-17.

Schimmelmann, A; Sauer, PE. 2018. Hydrogen Isotopes. En White, WM. (ed.) *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Pp. 696-701.

- Schittek, K; Forbriger, M; Mächtle, B; Schäbitz, F; Wennrich, V; Reindel, M; Eitel, B. 2015. Holocene environmental changes in the highlands of the southern Peruvian Andes (14° S) and their impact on pre-Columbian cultures. *Climate of the Past*. no. 11:27-44.
- Schittek, K; Kock, ST; Lücke, A; Hense, J; Ohlendorf, C; Kulemeyer, JJ; Lupo, LC; Schäbitz, F. 2016. A high-altitude peatland record of environmental changes in the NW Argentine Andes (24° S) over the last 2100 years. *Climate of the Past*. no. 12:1165-1180.
- Schittek, K; Forbriger, M; Berg, D; Hense, J; Schäbitz, F; Eitel, B. 2018. Last millennial environmental dynamics in the western Peruvian Andes inferred from the development of a cushion-plant peat hillock. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*. no. 30:115-124.
- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorológica e Hidrología del Perú, PE). 2015. Base de Datos Meteorológicos: Estación Choclococha y Estación Tunel Cero – Planilla mensual 2015. Perú.
- Silvius, M; Joosten, H; Opdam, S. 2008. Peatlands and People. En Parish, F; Sirin, A; Charman, D; Joosten, H; Minayeva, T; Silvius, M; Stringer, L. (eds) (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*: 20-38.
- Sharp, ZD. 2007. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*, Second edition. University of New Mexico. 385 p.
- Skrzypek, G; Engel, Z; Chuman, T; Sefrna, L. 2011. Distichia peat - A new stable isotope paleoclimate proxy for the Andes. *Earth Planet. Science Letter*. no. 307 (3-4):298-308.
- Smith, JW; Rigby, D; Schmidt, PW; Clark, DA. 1983. D/H ratios of coals and the palaeolatitude of their deposition. *Nature*. no. 302:322-323.
- Smoot, JP. 2009. Sedimentary Indicators of Climate Change. En Gornitz, V. (ed.). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 902-907.
- Solomina, ON; Bradley, RS; Jomelli, V; Geirsdottir, A; Kaufman, DS; Koch, J; McKay, NP; Masiokas, M; Miller, G; Nesje, A; Nicolussi, K; Owen, LA; Putnam, AE; Wanner, H; Wiles, G; Yang, B. 2016. Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews*. no. 149:61-90.

- Squeo, FA; Warner, BG; Aravena, R; Espinoza, D. 2006. Bofedales: High altitude peatlands of the central Andes. *Revista Chilena de Historia Natural*. 79 (2):245-255.
- Stansell, ND; Rodbell, DT; Abbott, MB; Mark, BG. 2013. Proglacial lake sediment records of Holocene climate change in the western Cordillera of Peru. *Quaternary Science Reviews*. no 10:1-14.
- Stos-Gale, ZA. 1992. Isotope archaeology: Reading the past in metals, minerals and bone. *Endeavour (New Series)*. 16 (2): 85-90.
- Stuiver, M; Reimer, PJ; Braziunas, TF. 1998b. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*. 40 (3):1127-1151.
- Sulzman, EW. 2007. Stable isotope chemistry and measurement: a primer. En Michener, R. & Lajtha, K. (*eds.*). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, Second edition: 1-21.
- Taylor, RE. 2009. Radiocarbon Dating. En Gornitz, V. (*ed.*). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 862-869.
- Tiner, RW. 2009. Global Distribution of Wetlands. En Likens, GE. (*ed.*). *Encyclopedia of Inland Waters*. Oxford, Reino Unido: Academic Press y San Diego, EE.UU.: Elsevier.
- TRT (Tecnología y Recursos de la Tierra, ES). 1991. Aplicación de técnicas especiales al estudio hidrológico de zonas de baja permeabilidad: isótopos y trazadores. Súper Proyecto N° 9005: Aguas Subterráneas y Geología Ambiental. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Ministerio de Industria, Comercio y Turismo. España.
- Thompson, LG; Mosley-Thompson, E; Dansgaard, W; Grootes, PM. 1986. The Little Ice Age as Recorded in the Stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*. no. 234: 361-364.
- Thompson, LG; Davis, ME; Mosley-Thompson, E; Sowers, TA; Henderson, KA; Zagorodnov, VS; Lin, P-N; Mikhalenko, VN; Campen, RK; Bolzan, JF; Cole-Dai, J; Francou, B. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*. no. 282:1858-1864.

- Thompson, LG; Mosley-Thompson, E; Brecher, H; Davis, ME; Leon, B; Les, D; Lin, PN; Mashiotto, T; Mountain, K. 2006. Abrupt tropical climate change: past and present. *Proceedings of the National Academy of Sciences* vol. 103. no. 8:10536-10543.
- Trumper, K; Bertzky, M; Dickson, B; van der Heijden, G; Jenkins, M; Manning, P. 2009. *The Natural Fix? The role of ecosystems in climate mitigation. A UNEP rapid response assessment.* United Nations Environment Programme, UNEPWCMC, Cambridge, UK.
- Turetsky, MR; Manning, SW; Wieder, KR. 2004. Dating recent peat deposits. *Wetlands*. no. 24: 324-356.
- Turetsky, MR; Benscoter, B; Page, S; Rein, G; Van Der Werf, GR; Watts, A. 2015. Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss. *Nature Geoscience*. 8(1):11-14.
- Turunen, J; Tomppo, E; Tolonen, K; Reinikainen, A. 2002. Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - application to boreal and subarctic regions. *Holocene*. no. 12:69-80.
- Urrutia, R; Vuille, M. 2009. Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 114 (D02108):1-15.
- Vardy, SR; Warner, BG; Turunen, J; Aravena, R. 2000. Carbon accumulation in permafrost peatlands in the Northwest Territories and Nunavut, Canada. *Holocene*. no. 10:273-280.
- Veettil, BK; Wang, S; Simões, JC; Ruiz Pereira, SF; Florêncio de Souza, S. 2017. Regional climate forcing and topographic influence on glacier shrinkage: eastern cordilleras of Peru. *International Journal of Climatology*. 38 (2):979-995.
- Vimeux, F; Ginot, P; Schwikowski, M; Vuille, M; Hoffmann, G; Thompson, LG; Schotterer, U. 2009. Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281 (2009) 229-241.
- Vuille, M; Bradley, RS. 2000. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*. no. 2: 3885-3888.

- Vuille, M; Francou, B; Wagnon, P; Juen, I; Kaser, G; Mark, B; Bradley, R. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: past, present, and future. *Earth Science Reviews*. no. 89:79-96.
- Vuille, M; Burns, SJ; Taylor, BL; Cruz, FW; Bird, BW; Abbott, MB; Kanner, LC; Cheng, H; Novello, VF. 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*. no. 8:1309-1321.
- Vuille, M; Carey, M; Huggel, C; Buytaert, W; Rabatel, A; Jacobsen, D; Soruco, A; Villacis, M; Yarleque, C; Timm, OE; Condom, T; Salzmann, N; Sicart, JE. 2018. Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes – Impacts, uncertainties and challenges ahead. *Earth-Science Reviews*. no. 176 (2018):195-213.
- Wagner, T; Magill, CR; Herrle, JO. 2018. Carbon Isotopes. En White, WM. (ed.) *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Pp. 194-202.
- Williams, E; Dall'Antonia, A; Dall'Antonia, V; de Almeida, J; Suarez, F; Liebmann, B; Malhado, ACM. 2005. The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. *Acta Amazonia*. 35(2): 231-238.
- Xing, W; Bao, K; Gallego-Sala, AV; Charman, DJ; Zhang, Z; Gao, C; Lu, X; Wang, G. 2015. Climate controls on carbon accumulation in peatlands of Northeast China. *Quaternary Science Reviews*. no. 115:78-88.
- Xu, J; Morriss PJ; Liua, J; Holden, J. 2018. PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *Catena*. no. 160:134-140.
- Yu, Z; Beilman, DW; Jones, MC. 2009. Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change. *Carbon Cycling in Northern Peatlands. Geophysical Monograph Series*. no. 184:55-69.
- Yu, Z; Loisel, J; Brosseau, DP; Beilman, DW; Hunt, SJ. 2010. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*. 37 (13):1-5.
- Yu, Z. 2011. Holocene carbon flux histories of the world's peatlands : Global carbon-cycle implications. *The Holocene*. 21(5):761-774.

Yurimoto, H. 2018. Oxygen Isotopes. En White, WM. (*ed.*) Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth. Pp. 1129-1135.

Zolitschka, B; Enters, D. 2009. Lacustrine Sediments. En Gornitz, V. (*ed.*). Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Goddard Institute for Space Studies and Columbia University. New York, USA. Pp. 485-488.