

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**FACULTAD DE CIENCIAS**



**“EL USO DE DIATOMEAS COMO INDICADOR DE CAMBIOS  
AMBIENTALES EN SEDIMENTOS DEL LAGO YANACocha  
(CUZCO, PERÚ) DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO”**

**TESIS PARA OPTAR TÍTULO DE**

**INGENIERO AMBIENTAL**

**CHRISTIAN HANS QUINTANA ZAGACETA**

**LIMA -PERÚ**

**2021**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**“EL USO DE DIATOMEAS COMO INDICADOR DE CAMBIOS  
AMBIENTALES EN SEDIMENTOS DEL LAGO YANACocha  
(CUZCO, PERÚ) DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO”**

Presentada por:

**CHRISTIAN HANS QUINTANA ZAGACETA**

Tesis para Optar el Título Profesional de:

**INGENIERO AMBIENTAL**

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

---

Mg. Sc. Armando Javier Aramayo Bazzetti  
PRESIDENTE

---

Mg. Sc. Jessie Marina Vargas Cárdenas  
MIEMBRO

---

Mg. Sc. Abelardo Calderón Rodríguez  
MIEMBRO

---

Dra. Patricia Liliana Gil Kodaka  
ASESORA

---

PhD. Pedro Miguel Tapia Ormeño  
Co Asesor

## **Dedicatoria**

Dedico este trabajo principalmente a mis padres Ramiro y Juana y a mi hermano Ramiro por todo el apoyo recibido durante este tiempo y durante mi carrera profesional. También dedico este trabajo a mi amigo, co-asesor y gran referente académico Pedro Tapia y a mi estimada asesora Patricia Gil Kodaka quienes han tenido la paciencia y han mostrado siempre una excelente disposición en el avance de la tesis.

## AGRADECIMIENTOS

- A mi asesora, Dra. Patricia Gil-Kodaka por confiar en mi trabajo y en el tema de investigación, por el apoyo y por la orientación brindadas a lo largo del desarrollo de este trabajo.
- A mi co-asesor Dr. Pedro Tapia Ormeño por la paciencia, confianza y enseñanza en la parte de laboratorio y en las discusiones sobre diatomeas en el Perú. De igual forma por permitirme usar el laboratorio de ciencias del mar de la Universidad Peruana Cayetano Heredia para realizar el análisis de diatomeas.
- A los doctores Justin Stroup y Samuel Beal, ex estudiantes de doctorado de la universidad “Dartmouth College”, quienes trabajaron también en el Lago Yanacocha durante su doctorado y con quienes compartimos discusiones sobre mis resultados y avance.
- A los profesores Meredith Kelly, Brian Jackson y Erich Osterberg de la Universidad “Dartmouth College”, quienes estaban a cargo del proyecto del estudio de lagos alrededor del Quelccaya y pudieron facilitar y coordinar el envío de las muestras para la preparación de láminas para el análisis de diatomeas.
- A los miembros del jurado, M.Sc. Armando Aramayo y M.Sc. Jessie Vargas por las sugerencias y asesorías brindadas.
- A mi amiga Carmen por su apoyo a la distancia.

## ÍNDICE GENERAL

RESUMEN .....	vii
ABSTRACT .....	viii
I. INTRODUCCIÓN .....	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA .....	5
2.1 Ecosistemas Lacustres.....	5
2.2 Sistemas lacustres como registro de cambios ambientales.....	11
2.3 Composición de sedimentos lacustres .....	13
2.4 Proceso de Sedimentación .....	14
2.5 Diatomeas como indicadores biológicos de cambios ambientales .....	15
2.6 Lago Yanacocha.....	22
2.6.1 Ubicación e importancia .....	22
2.6.2 Características climáticas actuales y riesgos .....	26
2.6.3 Características climáticas del pasado.....	28
2.6.4 Flujo de sedimentos registrados en el Holoceno Tardío.....	31
2.6.5 Modelo de edad de Stroup et al., 2015 .....	32
III. METODOLOGÍA .....	34
3.1 Variabilidad espeziológica de Diatomeas e Índices de Diversidad.....	34
3.1.1 Preparación y Montaje de Laminas .....	34
3.1.2 Identificación de diatomeas .....	35
3.1.3 Conteo de valvas de diatomeas.....	36
3.1.4 Cálculo de Concentración de Diatomeas e índices de diversidad ...	37
3.1.5 Distribución Estratigráfica y Zonación de diatomeas.....	39
3.2 Uso de indicadores DAR, TOC, LOI y BSi para inferir productividad .....	40
3.2.1 Cálculo de la Tasa de acumulación de diatomeas (DAR) .....	40
3.2.2 Distribución estratigráfica.....	41
3.3 Variabilidad de indicadores físicos y geoquímicos y asociaciones de diatomeas .....	41
3.3.1 Variabilidad de indicadores Físicos y geoquímicos .....	41
3.3.2 Ordenación .....	41

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	43
4.1 Resultados .....	43
4.1.1 Variabilidad espeziológica de Diatomeas e Índices de Diversidad .....	43
4.1.2 Uso de indicadores DAR, TOC, LOI y BSi para inferir productividad .....	49
4.1.3 Variabilidad de indicadores físicos y geoquímicos y asociaciones de diatomeas .....	53
4.2 Discusión.....	59
4.2.1 Variabilidad espeziológica de Diatomeas e Índices de Diversidad .....	59
4.2.2 Uso de indicadores DAR, TOC, LOI y BSi para inferir productividad .....	65
4.2.3 Variabilidad de indicadores físicos y geoquímicos y asociaciones de diatomeas .....	68
V. CONCLUSIONES.....	72
VI. RECOMENDACIONES .....	74
VII. BIBLIOGRAFÍA .....	76
VIII. ANEXOS.....	94

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Diferencia entre Aulacoseiras y Fragilaroides .....	21
Tabla 2: Láminas analizadas y sus correspondientes profundidad y años .....	36
Tabla 3: Abundancia Relativa de especies de diatomeas por cada año registrado.....	44

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Características de las zonas litoral y pelágica de un lago .....	6
Figura 2: Distribución de productividad orgánica y fuentes en las diferentes partes del ecosistema lacustre.....	6
Figura 3: Correlaciones entre el número de lagos con respecto a su área y profundidad .....	7
Figura 4: Distribución de las zonas de la estratificación termal en lagos profundos .....	9
Figura 5: Formación de sedimentos lacustres varvados: procesos y factores controladores .....	12
Figura 6: Partes internas de una diatomea central y penal .....	16
Figura 7: Ubicación del Lago Yanacocha .....	25
Figura 8: Principales características del Monzón Sudamericano de Verano (SASM) .....	27
Figura 9: Modelo de Edad para el lago Yanacocha.....	33
Figura 10: Conteo de valvas en vista valvar y girdle .....	37
Figura 11: Abundancia relativa, Concentración, agrupaciones y de Diversidad de especies de diatomeas .....	46
Figura 12: Inferencia de la variabilidad de productividad primaria basada en cambios ambientales.....	50
Figura 13: Variabilidad de las principales variables sedimentológicas.....	52
Figura 14: Variabilidad de elementos físicos y geoquímicos.....	54
Figura 15: Análisis de Componente Principales de diatomeas .....	56
Figura 16: Análisis PCA de los elementos XRF .....	57
Figura 17: Análisis de Correspondencia Canónica entre las principales variables físicas, químicas y biológicas.....	58
Figura A1. 1: Lámina Yana001 .....	95
Figura A1. 2: Lámina Yana002 .....	96
Figura A1. 3: Lámina Yana003 .....	96
Figura A1. 4: Lámina Yana004 .....	97
Figura A1. 5: Lámina Yana005 .....	97
Figura A1. 6: Lámina Yana006 .....	98
Figura A1. 7: Lámina Yana007 .....	98
Figura A1. 8: Lámina Yana008 .....	99
Figura A1. 9: Lámina Yana009 .....	99



Figura A1. 10: Lámina Yana010 .....	100
Figura A1. 11: Lámina Yana011 .....	100
Figura A1. 12: Lámina Yana012 .....	101
Figura A1. 13: Lámina Yana015 .....	101
Figura A1. 14: Lámina Yana016 .....	102
Figura A1. 15: Lámina Yana017 .....	102
Figura A1. 16: Lámina Yana018 .....	103
Figura A1. 17: Lámina Yana019 .....	103
Figura A1. 18: Lámina Yana020 .....	104
Figura A1. 19: Lámina Yana021 .....	104

## ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Imágenes de Láminas.....	95
Anexo 2: Glosario de Término .....	105

## RESUMEN

El lago Yanacocha se ubica alrededor del Casquete de Hielo Quelccaya (CHQ), con una profundidad máxima de 5.6 m e identificado como un “*tarn*” debido a su proceso de formación. Este lago es considerado somero, polimíctico y de elevación sin contribución glaciar durante el Holoceno y con características similares a otros lagos de la cordillera Vilcanota. El análisis de diatomeas en los sedimentos muestra una población estable de fragilaroides como la *Staurosira venter* y aulacoseiras como las *Aulacoseira alpigena* y *válida* con valores máximos de alrededor de 40 por ciento durante los últimos 2000 años. Las diatomeas duplicaron su Concentración (CD) y Tasa de Acumulación (DAR) en los últimos 1000 años. El incremento de la CD ocurre paralelamente al de la especie *Staurosira venter* y opuesto al de las aulacoseiras. El análisis de *clusters* identificó cinco biozonas y fue durante la Zona 4 que el DAR y la riqueza de especies alcanzaron sus valores mínimos mientras que el incremento de lluvias favoreció la presencia de aulacoseiras. El incremento de Flujo Clástico en la Zona 2, estaría asociado a actividades antropogénicas pre-incaicas como minería o agricultura. En esta Zona, los valores máximos de CD y DAR ocurren en paralelo con valores altos de amonio y nitratos registrados en el CHQ, asociándolos a una fuente de nitrógeno que favorecería la producción de especies bentónicas del lago. Los valores máximos de Fe en la Zona 2 pudieron limitar la producción de aulacoseiras por ser sensibles a contaminación de metales, además de existir condiciones áridas. La re-suspensión de sedimentos y transporte aéreo de valvas de alrededores, también podrían considerarse como posible explicación del aumento de CD, que decrece en la Zona 1. El análisis canónico sugeriría que el contenido de carbono en el lago provendría de la zona litoral o de la vegetación colindante.

**Palabras claves:** diatomeas, sedimentos, Holoceno, XRF, Concentración de Diatomeas, Vilcanota

## ABSTRACT

Lake Yanacocha is a tarn formation surrounding the Quelccaya Ice Cap (QIC) and its maximum water depth is 5.6 m. This waterbody is considered a non-glacially fed, shallow and polymictic elevated Andean lake, a common type of lake in the Vilcanota cordillera. The taxonomical and quantitative analysis of the diatom's assemblages in the lake sediments, showed a steady population of small fragilaroids such as *Staurosira venter* and aulacoseiras such as *Aulacoserira alpigena* and *Aulacoseira válida* that reached peaks of around 40 per cent relative abundance during the last 2000 years. The diatoms doubled their concentration (DC) and Accumulation Rates (DAR) in the last 1000 years. The DC and the benthic species *Staurosira venter* raised in a similar trend and in an opposite direction to the aulacoseiras. The clustering analysis identified five biozones, and it was in Zone 4 where the DAR and richness species reached their lowest values while precipitation and aulacoseiras increased. The increase of clastic flux in Zone 2 might be associated with anthropogenic activities including pre-incan mining and agriculture. In this Zone, the highest peaks of DC and DAR occurred in parallel with the peaks of ammonia and nitrates registered in the QIC, linking to a new nitrogen source that would favor benthic species production in Lake Yanacocha. The maximum values of Fe registered in the XRF analysis in Zone 2 could have limited the production of aulacoseiras, for being sensitive to metals pollution, in addition to the arid conditions. Processes of re-suspension of the sediments and wind-blown transport of diatoms valves from surrounding lakes, can be also considered as other possible causes for the CD rise, that decreased in Zone 1. The canonical analysis would suggest that most of the carbon content in the lake would come from littoral zones and surrounding vegetation.

**Key words:** diatoms, sediments, Holocene, XRF, Diatoms concentration, Vilcanota

## I. INTRODUCCIÓN

Se denomina Paleoclimatología al estudio de los climas del pasado y al estudio de los archivos geológicos que registran los cambios climáticos en una escala temporal. La importancia de la Paleoclimatología recae en la generación de datos relacionados a cambios ambientales y climáticos en el pasado y que ayudan a la creación de hipótesis de las causas de estos cambios y así anticipar y predecir variaciones climáticas futuras (Bradley y Eddy, 1991).

El Holoceno es considerado como un proceso de desglaciación y es el presente periodo Interglaciario que comprende aproximadamente los últimos ~11700 años. Esta escala de tiempo se caracteriza por atribuir a forzantes orbitales y actividades antropogénicas como factores de cambios ambientales y climáticos (Mackay et al., 2014; Oldfield et al., 2003). El estudio del Holoceno y sus impactos causados por los cambios climáticos en este periodo, puede ser de gran relevancia y ser usado como un análogo para inferir posibles impactos en el futuro (Oldfield et al., 2003).

Las diferentes forzantes que se han atribuido a los cambios climáticos en el último milenio comprenden la irradiación solar, la actividad volcánica y los cambios en la Circulación Meridiana de Retorno del Atlántico Norte (Crowley, 2000; Denton y Broecker, 2008; Fernández-Donado et al., 2013). Existen eventos climáticos que ocurrieron en el pasado como la Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH) los cuales han podido ser reconstruidos gracias a la generación de registros climáticos como sedimentos lacustres (Bird et al., 2011).

La Paleolimnología es el estudio de lagos y de sus sedimentos con la finalidad de reconstruir cambios climáticos y ambientales del pasado (Wohlfarth, 2012). Los lagos son una gran fuente de información para estudiar el Holoceno ya que alberga diferentes tipos de indicadores que pueden ser tanto biológicos, físicos y químicos. Dentro de los indicadores biológicos se encuentran las diatomeas, los quironómidos y el polen; mientras que en los químicos están el carbón, diversos elementos geoquímicos e isótopos estables.

Los lagos se encuentran altamente influenciados por los sistemas climáticos y tanto el nivel del agua del lago como la química dentro de él son respuestas a la influencia del clima (Mason et al., 1994). Los sedimentos lacustres son archivos naturales de gran utilidad para poder reconstruir la variabilidad climática y ambiental en ecosistemas acuáticos. Estos sedimentos albergan información biológica, geológica, química, ecológica y climática, que sirven para reconstruir cambios pasados en estos ecosistemas (N. J. Anderson y Battarbee, 1994). La información que registra la composición del sedimento a lo largo del tiempo, se le denomina indicador o proxy, y dependiendo del interés del tipo de variable ambiental o climática que quisiéramos estudiar, se recurrirán a ciertos indicadores específicos a nivel de laboratorio.

Las diatomeas son un gran indicador de condiciones ambientales porque son sensibles a un alto número de cambios físicos, químicos y biológicos (Smol y Stoermer, 2010). Las diatomeas son algas unicelulares con un tiempo de vida corta, usualmente preservan sus valvas una vez muertas y se fosilizan en los sedimentos del cuerpo de agua donde residen.

Stevenson (1997) señala que la gran variabilidad de especies de diatomeas es consecuencia de los efectos de la compleja interacción que existe en condiciones diferentes de hábitat que afecta el rendimiento fisiológico de las especies de diatomeas. También señala que existen factores que afectan a las agrupaciones de diatomeas y que estos factores tienen un nivel jerárquico que van desde el más alto (clima, geología) hasta niveles más bajos como luz, nitrógeno, fósforo, pH, temperatura. En escalas espaciales y temporales más largas, estos efectos se ven contrarrestados por aquellos de mayor escala como el clima, la geología y el uso del suelo.

Los glaciares de latitud media son conocidos por responder principalmente a los cambios de temperatura (B. Anderson y Mackintosh, 2006); sin embargo, los mecanismos que influyen en las fluctuaciones en los glaciares tropicales a escalas de centuria y milenios son aún menos entendidas (Jomelli et al., 2011; Licdardi et al., 2009; L G Thompson et al., 2013; Mathias Vuille et al., 2008).

El lago Yanacocha se encuentra ubicado alrededor de la salida del glaciar Qori Kalis, que se ubica en el Casquete de Hielo Quelccaya (CHQ). El proceso de formación del Lago no corresponde a un retroceso glaciar reciente, a diferencia de otros lagos alrededor del CHQ que han sido originados por el continuo retroceso de dicho glaciar. El CHQ se ubica en los departamentos de Cusco y Puno y es una gran fuente de información climática a nivel local y regional durante el Holoceno tardío (Stroup et al., 2015), debido a su alta vulnerabilidad al incremento de la temperatura ambiental.

En cuanto a experiencias de reconstrucción climática y ambiental en la zona de estudio, podríamos mencionar las fluctuaciones glaciares usando sedimentos lacustres del lago Challpacocha (Stroup et al., 2015) que se encuentra cercano al lago Yanacocha, sin embargo, solo se tienen resultados de indicadores geoquímicos.

Esta investigación buscó utilizar fósiles de diatomeas como indicadores de variabilidad de condiciones ambientales durante el Holoceno Tardío, entendiendo cómo estas variables ambientales impactan en la composición de diatomeas. Para cumplir con este objetivo se planteó determinar la variabilidad espeiológica de diatomeas, así como de sus índices de diversidad, inferir la variabilidad de la productividad primaria del lago a través de la Tasa de Acumulación de Diatomeas (DAR) y Carbono Orgánico Total (TOC), además de determinar los valores de Pérdida por Ignición del sedimento (LOI) y Sílica Biogénica (BSi). Finalmente se planteó relacionar los indicadores físicos y geoquímicos analizados en el Lago además de una relación con las asociaciones de diatomeas.

Como parte de los indicadores geoquímicos, este trabajo analizó las señales provenientes del escaneo de la Fluorescencia de Rayos X (XRF) de los sedimentos con la finalidad de relacionar los cambios geoquímicos y biológicos y tener un enfoque multi-indicador que permita explicar mejor los cambios ambientales ocurridos en el registro del Lago.

Se usaron diatomeas como indicadores biológicos porque sus asociaciones son influenciadas por los cambios ambientales y que determinan su composición especiológica a lo largo del tiempo. Además, las valvas de las diatomeas se componen de Sílica y tienen la capacidad de preservarse en los sedimentos y ser morfológicamente identificables bajo el microscopio.



## II. REVISIÓN DE LITERATURA

### 2.1 Ecosistemas Lacustres

El concepto de ecosistemas de lagos ha cambiado a lo largo de la historia, siendo aquel que considera las interrelaciones entre los organismos y cambios de la población de los organismos como respuesta a alteraciones de las propiedades físicas, químicas y bióticas del ambiente la que finalmente prevalece (Wetzel, 2001e). Por tanto, el ecosistema de lagos no solo comprende todo aquello que ocurre dentro del lago sino también todo lo que ocurren en todo su sistema de drenaje o cuenca.

Transversalmente, un lago puede dividirse en una zona pelágica (el área del lago más lejana a la orilla) y una zona litoral (el área del lago más cercana a la orilla) como se muestra en la **Figura 1**. La zona pelágica también se caracteriza por la presencia de fitoplancton suspendido en la columna de agua, mientras que la zona litoral por presentar macrófitas y perifiton además de fitoplancton. El perifiton es una película de algas que crece sobre superficies de macrófitas, rocas, arena, madera, etc. (Lewis, 2009).

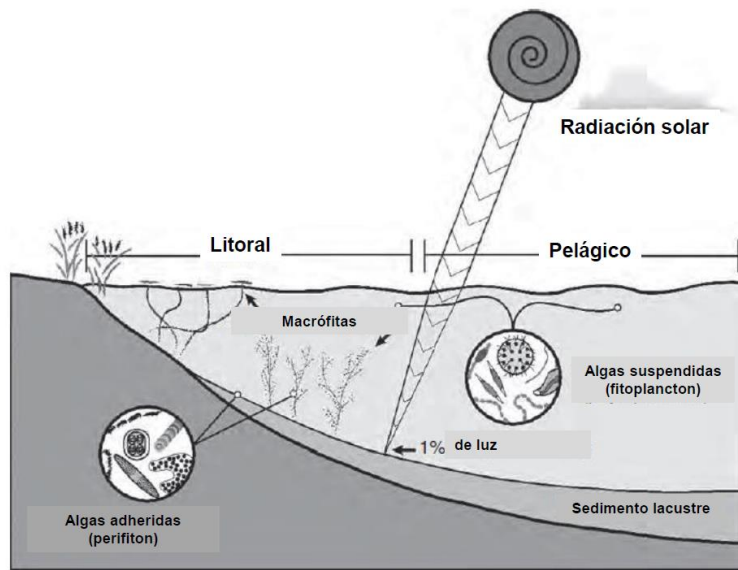


Figura 1: Características de las zonas litoral y pelágica de un lago (Lewis W.M. 2009). Depiction of the littoral and pelagic zones in a lake [figura]. Recuperado de “Encyclopedia of inland Waters”

La zona litoral de los lagos es una de las partes más productivas del lago y con mayor heterogeneidad ya que es la interfaz entre el sistema terrestre y acuático (**Figura 2**).

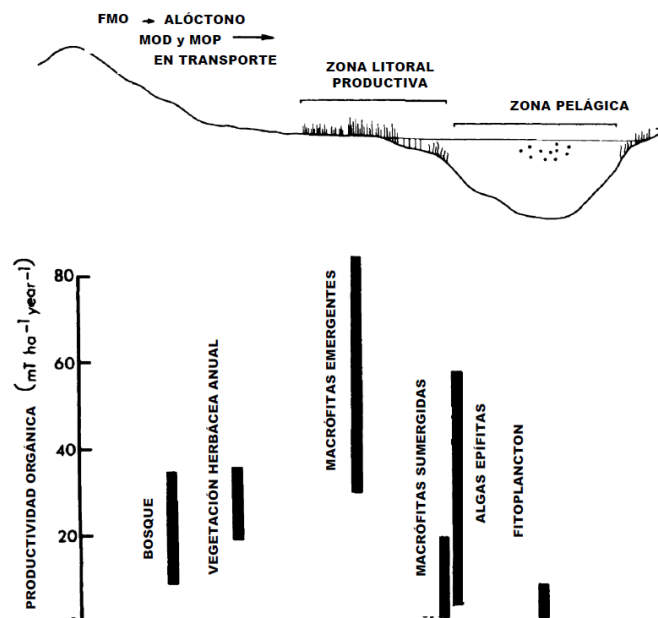


Figura 2 :Distribución de productividad orgánica y fuentes en las diferentes partes del ecosistema lacustre (Wetzel, 2001). FMO representa la materia orgánica producida por fotosíntesis externamente a la cuenca del lago. MOD y MOP representa la materia orgánica disuelta y en partículas transportada.

Estas zonas litorales de transición son importantes para la regulación del metabolismo de los lagos, sobre todo porque a nivel global, un gran porcentaje de éstos son lagos de poca profundidad (ver **Figura 3**) cuyo mayor nivel de producción ocurre en la zona litoral (Wetzel, 2001c).

Paradójicamente, la zona litoral de los lagos son las zonas menos comprendidas del ecosistema de lagos.

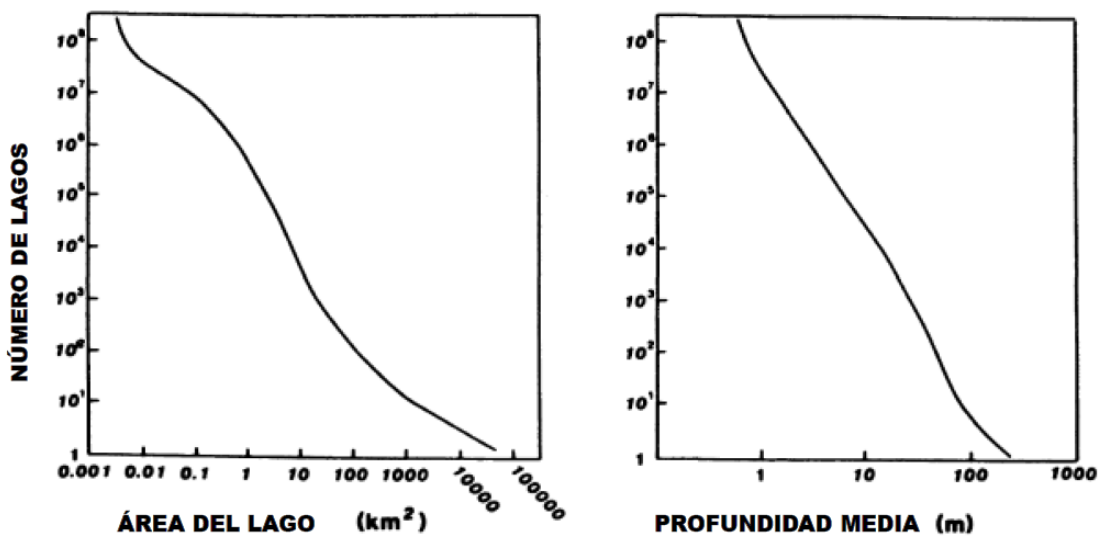


Figura 3: Correlaciones entre el número de lagos con respecto a su área y profundidad. Existe un mayor número de lagos superficiales que de lagos profundos (Wetzel, 2001)

La productividad en un lago es normalmente mayor en las interfaces agua-suelo, como la zona litoral, y menor en la parte de las aguas abiertas (Wetzel, 2001c).

La calidad del agua en los lagos también se encuentra afectada por la carga de nutrientes, cuyas fuentes están vinculadas a actividades como agricultura o industria, que discurren como parte de los efluentes hasta alcanzar el lago. La calidad del agua en la zona de aguas abiertas del lago también va a depender, en gran medida, de la zona litoral debido a que gran parte del volumen de agua que ingresa al lago se hace a través de corrientes superficiales las cuales se encuentran expuestas a reacciones químicas y biológicas antes de su ingreso.

La visibilidad dentro del lago es una característica abiótica que va a estar presente en su mayor parte y se produce por la absorción y reflectancia de la luz cuando llega al cuerpo de agua. Una parte de esta luz es absorbida por la presencia de componentes disueltos y/o partículas suspendidas en el agua y otra parte es reflejada. Esto significa que aquellos lagos que presentan un mayor contenido de materia orgánica absorberán mayor luz y reflejarán menor cantidad de ésta y en el caso de los lagos someros o de poca profundidad, las partículas en suspensión como material detrítico van a formar parte de las variables que contribuyen a la absorción de luz en lugar de los componentes disueltos. La transparencia de la columna de agua también influye en la extensión del hábitat capaz de soportar comunidades bentónicas (R. G. Wetzel, 2001f).

La luz juega un papel importante en la productividad de las algas y en la determinación de especies en los lagos (Reynolds, 1984). La radiación solar es la principal fuente de energía en los lagos, responsable de la productividad primaria. La productividad se encuentra reflejada como la energía potencial utilizada por la flora del lago en su actividad fotosintética y por la flora terrestre y sus aportes en materia orgánica a los lagos a través de las escorrentías que lo alimentan.

La energía solar también es un factor importante en la estratificación termal de los lagos, ya que esta energía también es absorbida por el volumen de agua, distribuyendo el gradiente de temperatura de manera vertical. En la ocurrencia de una estratificación termal en lagos, se pueden identificar tres zonas: hypolimnium (estrato más profundo), metalimnium (estrato medio) y epilimnium que representa la parte más superficial y de mayor temperatura como se ve en la **Figura 4**.

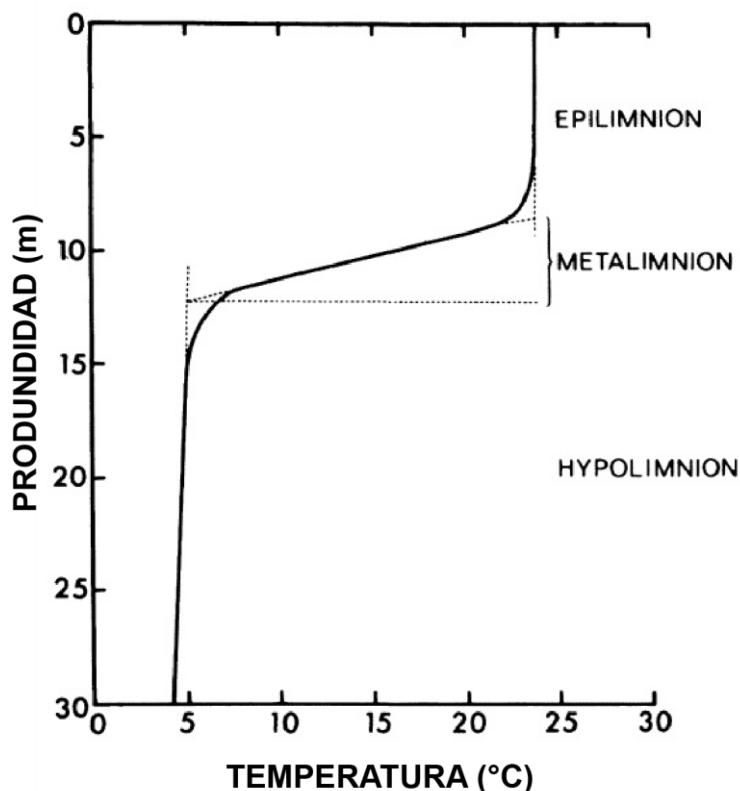


Figura 4: Distribución de las zonas de la estratificación termal en lagos profundos (Wetzel, 2001)

Sin embargo, en los lagos tropicales de montaña el régimen de estratificación termal es principalmente diurno y no estacional (Michelutti et al., 2019). Esta característica hace que los lagos alto-andinos, por lo general, sean lagos con regímenes mixtos o polimícticos en su mayoría, con ocasionales periodos de estratificación (Gunkel, 2000; Steinitz-Kannan, 1997).

Dentro del grupo de lagos polimícticos, se pueden encontrar lagos polimícticos fríos y cálidos (Ruttner et al., 1953). Los lagos polimícticos fríos son los más frecuentes en las zonas tropicales con temperatura y humedad bajas, donde los cambios de temperatura estacional no son notorios. En este tipo de regiones de lagos polimícticos fríos, la mayor diferencia de temperatura se da entre la diurna y nocturna, que permite que la mezcla en la columna de agua se realice por la noche de manera continua, ya que la temperatura disminuye por las noches (R. G. Wetzel, 2001f).

Los lagos someros, o de poca profundidad, tienen características particulares que los hacen diferentes de aquellos lagos profundos que han sido más estudiados. Una diferencia entre ambos es la capacidad de generar estratificación termal en los lagos profundos, además de

tener una interacción estacional más notoria con los sedimentos mientras que en muchos lagos someros no se llega a desarrollar estratificación termal ni registrar cambios estacionales en los sedimentos. Otra diferencia es el mayor impacto de las macrófitas en los lagos someros ya que la generación de plantas podría ocurrir en todo el fondo del lago mientras que en un lago con mayor profundidad la generación de vegetación ocurre mayormente las zonas litorales (Scheffer, 1998).

En algunos estudios de lagos someros, se ha encontrado que la profundidad del lago y luz juegan un papel más relevante que la disponibilidad de nutrientes, especialmente para la población de diatomeas bentónicas. Esto quiere decir que en un lago somero, mientras menor es la profundidad la zona fótica comprenderá la superficie de los sedimentos (H. Bennion, 1994). Sin embargo, cuando se trata de lagos someros con presencia constante de aguas transparentes, la luz es una variable perenne por lo que el grado de productividad, bajo estas condiciones constantes, va a depender de otras variables ambientales que regularán la producción y distribución de especies de diatomeas (Scheffer y Van Nes, 2007).

En relación con el crecimiento de la vegetación, y sobre todo de la vegetación sumergida, éste se ve afectado directamente por la temperatura y magnitud de la penetración de la luz en lago. Es así que en regiones frías como las zonas altoandinas, el crecimiento de la vegetación en los lagos someros se vuelve más lenta a comparación de regiones más cálidas (J W Barko et al., 1982; John W Barko y Smart, 1981; Spencer, 1986).

El futuro de los sistemas acuáticos terrestres en los Andes tropicales se encuentra estrechamente relacionado con la tendencia del aumento de temperatura en el aire (Mathias Vuille y Bradley, 2000). La zona tropical de los Andes carece de una caracterización limnológica detallada, con excepciones como Michelutti et al. 2019, Fortner et al. 2011, Benito et al. 2018, dificultando el obtener un conocimiento sobre la influencia del cambio de estaciones en dichos cuerpos de agua.

## 2.2 Sistemas lacustres como registro de cambios ambientales

Los lagos se encuentran sujetos a forzantes externas e internas como clima, composición geoquímica del yacimiento geológico, actividad volcánica, vegetación y actividad antropogénica que influyen en el ecosistema acuático y que son registrados en sus sedimentos (Cohen, 2003).

Los lagos de menor tamaño son más susceptibles a los cambios ambientales y/o climáticos y por esta razón responden a estas señales en un menor intervalo de tiempo y son ideales para analizar cambios con escala temporal anual, mientras que los lagos más extensos y de mayor tamaño y profundidad son útiles para analizar las tendencias y cambios ambientales con una escala temporal mayor.

La **Figura 5** muestra los diferentes factores que influyen en un ecosistema lacustre y los procesos que ocurren en el lago como parte de la deposición final de los sedimentos.

Un elemento que es característico en los lagos es el nitrógeno, el cual está relacionado con la disponibilidad de nutrientes para la productividad del lago. El nitrógeno puede ingresar a un cuerpo de agua en diferentes formas, como por ejemplo amonio ( $\text{NH}_4^+$ ) y nitratos ( $\text{NO}_3^-$ ) a través de la precipitación atmosférica, fijación en el agua y/o sedimento o a través de las aguas subterráneas. El nitrógeno proveniente de fuentes atmosféricas, como precipitación (lluvias, nieve, granizo), siempre ha sido considerado un aporte insignificante a comparación de las fuentes terrígenas, sin embargo; en estudios más detallados se considera que las fuentes atmosféricas contribuyen de manera significativa al ciclo del nitrógeno y como consecuencia de esto, a la productividad del lago (R. G. Wetzel, 2001a), considerándose el contenido de nitrógeno proveniente de la precipitación atmosférica en forma de nieve hasta 10 veces mayor que en forma de lluvias.

El nitrato es la forma más común de nitrógeno inorgánico que ingresa en los cuerpos de aguas continentales y en el caso de aquellos del tipo oligotróficos localizados sobre rocas basáltica, el nitrato atmosférico podría representar la principal fuente de nitrógeno.

En zonas no contaminadas, gran parte del contenido de nitrógeno en la atmósfera se encuentra en forma de amoníaco que se originó como producto de la descomposición de la materia orgánica a través del proceso de “amonificación”. Este proceso se realiza en los detritos y es transportado a la columna de agua generando una fuente de nitrógeno para las algas y macrófitas. El amoníaco atmosférico en presencia de polvo atmosférico puede oxidarse hasta convertirse en nitrato y así, estas dos formas de nitrógeno podrían estar presentes en la precipitación (Wetzel 2001).

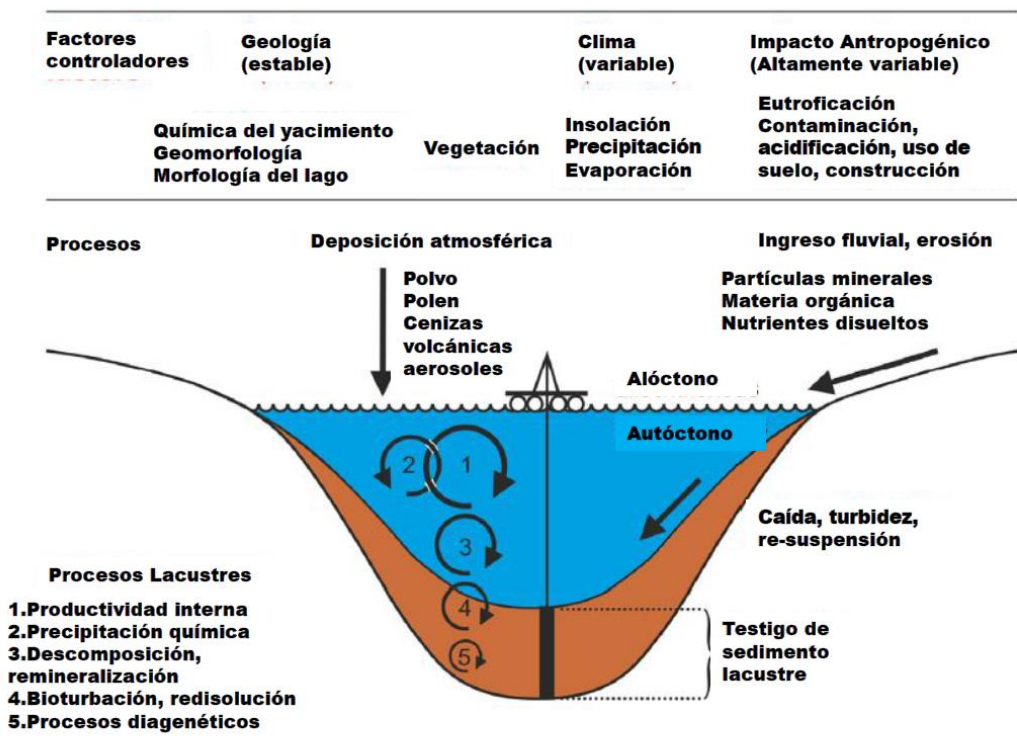


Figura 5: Formación de sedimentos lacustres varvados: procesos y factores controladores (Zolitschka y Enters, 2009)

La entrada de silicio en el lago tiene como fuente principal a la Sílica que proviene de la degradación de los minerales aluminosilicatos. La Sílica o Dióxido de Silicio se encuentra disponible en dos formas: De manera disuelta a través de Ácidos Sílicos y como Sílica en partículas que se encuentran en material biótico como en el caso de las diatomeas o adheridas a partículas inorgánicas u orgánicos complejos.



### 2.3 Composición de sedimentos lacustres

Gran parte de la materia orgánica que se encuentra en los sedimentos lacustres no son organismos vivos y se encuentran como parte de los detritos que llegan al lago a través de diferentes vías. Esta materia orgánica puede estar presente como materia particulada o disuelta (R. G. Wetzel, 2001d).

El Carbono Orgánico Total (TOC) comprende ambos tipos de carbono orgánico, los originados en el lago o autóctonos y los que se originan fuera del cuerpo del agua, en los alrededores o alóctonos (Jonsson et al., 2001). En los sedimentos, el TOC representa la cantidad de materia orgánica que no sufre efectos de degradación durante el proceso de sedimentación y que es influenciado por factores como la producción de biomasa, tasa de sedimentación y degradación post-sedimentación (Choudhary et al., 2010).

En cuerpos de agua someros, gran cantidad de la materia orgánica se relaciona con una baja producción primaria de fitoplancton ya que la productividad primaria neta se da en las zonas litorales o poco profundas, como materia orgánica disuelta (R G Wetzel y Ward, 1992; Robert G Wetzel, 1990). Es así como en los lagos pequeños y de poca profundidad existe un valor de proporcionalidad alto entre el carbono orgánico alóctono o litoral y carbono orgánico producido en la zona pelágica (Robert G Wetzel, 1990). La materia orgánica obtenida de diferentes procesos es finalmente metabolizada, sedimentada o exportada.

La superficie de los sedimentos es por lo general un lugar con alta actividad microbiana debido a la presencia material orgánico y de condiciones aeróbicas que aseguran condiciones para la descomposición bacteriana. Esto explicaría que, en la parte aeróbica superficial del sedimento del fondo del lago, el amonio puede ser transformado a nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ) a través del proceso de nitrificación.

Por otro lado, el contenido de Sílica puede encontrarse disponible en diferentes magnitudes, dependiendo principalmente del tipo de geología donde yace el lago. Es así como la mayor concentración de Sílica va a provenir de rocas volcánicas o rocas plutónicas con sedimentos que contengan feldespato y fragmentos de roca volcánica y en menor medida de rocas calizas o con presencia de carbonatos. La Sílica Biogénica (BSi) en los sedimentos, mide el contenido de Si proveniente de los organismos y cuyos valores, muchas veces, son útiles

para medir la abundancia de diatomeas (Conley, 1988) y productividad (Ragueneau et al., 1996), dependiendo de las condiciones del lago. Sin embargo, el uso de la BSi como indicador de paleoproductividad debería de ser considerado solo bajo ciertas condiciones específicas del ecosistema.

## **2.4 Proceso de Sedimentación**

El proceso de sedimentación en un lago va a depender de su profundidad, extensión, forma, entre otros parámetros. Este proceso involucra la deposición del material suspendido en el lago y su acumulación en el fondo de éste y cuyo origen puede ser material detrítico inorgánico o material orgánico provenientes de especies acuáticas que se depositan al morir.

Como parte del proceso de sedimentación, se debe considerar el tiempo requerido para que las partículas en suspensión puedan depositarse en el fondo lacustre y esto va a estar influenciado principalmente por la profundidad del lago. Es así como en los lagos de menor profundidad o también denominados “someros”, el tiempo de sedimentación va a ser menor comparando con el de los lagos más profundos.

En un proceso ideal de sedimentación, los sedimentos del fondo de lago se acumulan formando láminas anuales, a las cuales se les denomina varvas, que son diferenciables y que proveen información a una alta resolución. Bajo estas condiciones ideales, cada varva se forma en un periodo de un año con características de grosor y color diferenciables. Sin embargo; (Dixit et al., 1990) menciona que los sedimentos que no tienen varvas también pueden proveer una resolución temporal alta.

A la cantidad de sedimentos que se almacenan en el fondo de un lago en un intervalo de tiempo se le denomina tasa de sedimentación y va a estar determinada por la cantidad de sedimentos que ingresan ocasionados por eventos climáticos y ambientales. Como parte de los métodos paleolimnológicos, la tasa de sedimentación se calcula por la cantidad de sedimentos acumulados en el periodo de un año.

En rangos de niveles de pH alto, la Sílica se vuelve más móvil y puede precipitar como un proceso de adsorción en el sedimento, generando mayor precipitación inorgánica de Sílica en este tipo de cuerpos (R. G. Wetzel, 2001b). Otro aspecto importante de la sedimentación

de la Sílica en un lago es que la sedimentación como BSi excede a la sedimentación de Sílica proveniente de fuentes no biogénicas en periodos variables.

En muchos lagos someros las partículas inorgánicas en los sedimentos al igual que las células de algas ya sedimentadas, entran a un ciclo de re-suspensión y sedimentación rápida. La re-suspensión de sedimentos tiene una relación directa con la presencia de vientos en la superficie del agua a través de la producción de movimientos de la masa de agua y puede ocurrir de manera constante, dependiendo de las condiciones climáticas como presencia de vientos y/o ecológicas como presencia de peces. Asimismo, la tasa de pérdida de sedimentos suspendidos también es alta y esto se encuentra relacionado a la velocidad de hundimiento o sedimentación de las partículas que a su vez está relacionado a la poca profundidad de los lagos someros.

En lagos someros sin presencia de re-suspensión de sedimentos, la columna de agua permanece clara y los rayos solares fácilmente puede penetrarla, alcanzando la superficie del fondo lacustre, permitiendo la colonización de algas bentónicas. Dependiendo del grado de colonización bentónicas, esto podría crear una barrera de la difusión entre los sedimentos y la columna del agua, reduciendo la probabilidad de re-suspensión (Delgado et al., 1991). De esta manera las algas bentónicas aprovechan los nutrientes que quedan atrapados en los sedimentos y que no han sido transportados a la columna de agua.

## **2.5 Diatomeas como indicadores biológicos de cambios ambientales**

Las diatomeas son microorganismos fotosintéticos pertenecientes al grupo de microalgas de la clase Bacillariophyceae que comúnmente se encuentran de forma abundante en ambientes acuáticos y juegan un rol importante como indicadores de cambios ambientales en el Holoceno ya que sus fósiles se componen de BSi, material que se conserva mejor en los sedimentos, permitiendo su uso como proxies o indicadores en Paleolimnología para estudiar distintas variables ambientales y climáticas (Smol y Stoermer, 2010). Estas algas microscópicas tienen ciertas características morfológicas definidas como su composición de dos valvas conectadas a través de ciertas bandas denominadas “girdles”, que encaja perfectamente una con la otra y que forman una frústula. Además, la morfología de las paredes celulares es muy específica y diferenciable en cada tipo de taxa y su composición silíceo permite que puedan preservarse bien en depósitos fósiles (Battarbee et al., 2001). El

contenido Silíceo de sus paredes celulares se generan a partir de la deshidratación y polimerización del Ácido Silíceo (Volcani, 1981). Las diatomeas, además, tienen la particularidad de tener un tiempo de vida corto y junto con su capacidad rápida de reproducción las hacen especiales tanto para estudios paleoambientales de corta variabilidad temporal y de una variabilidad temporal mayor (Smol y Stoermer, 2010).

Las diatomeas comúnmente están presentes de manera solitaria y formando cadenas de colonias. En cuanto a la morfología, las diatomeas se dividen en céntricas o centrales con una simetría radial y pennales con una simetría bilateral (**Figura 6**).

La especiación de diatomeas surge por la influencia de variables ambientales, como la luz y temperatura, que influyen a que ciertas especies de diatomeas se desarrollen sobre otras (Reynolds, 1973); densidad de la especie de diatomea que influye en su capacidad para flotar, turbulencia en la columna de agua, entre otras (Gibson, 1984; Lund, 1959).

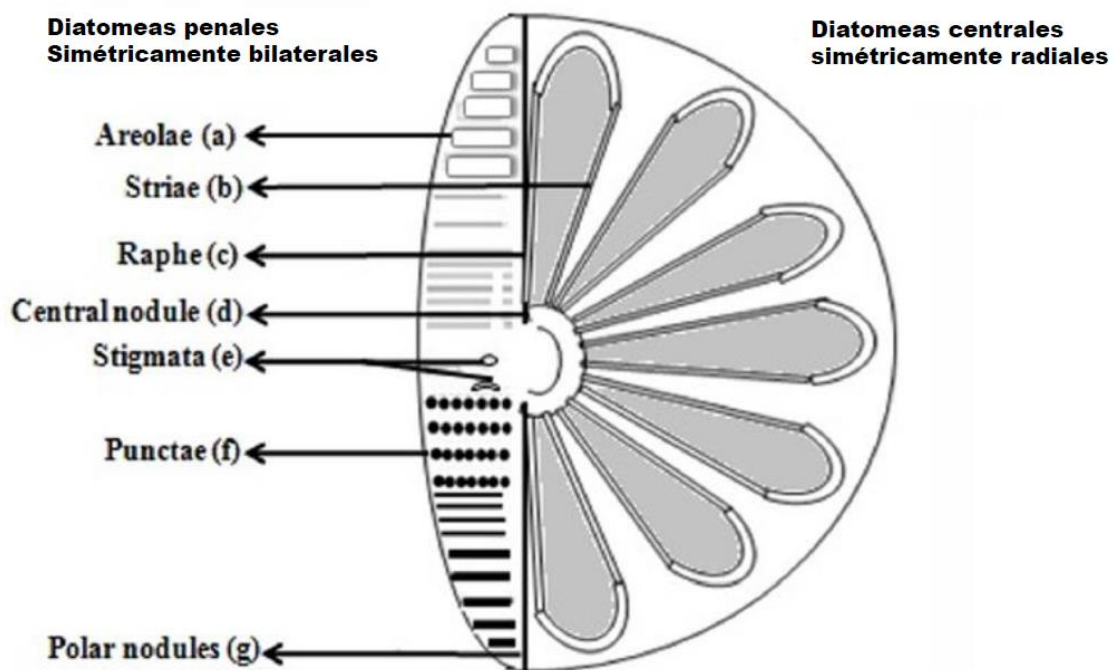


Figura 6: Partes internas de una diatomea central y penal (Meerambika et al., 2017)

Los cambios en las especies de diatomeas pueden indicar la variabilidad del nivel de lago, del tipo y calidad del ambiente acuático, entre otras características limnológicas. Esto es posible debido a que los lagos se encuentran directamente influenciados por el clima y

ambiente local, por lo que tanto el nivel del lago y la química del agua en el lago dependen del balance hídrico en dicho ecosistema (Mason et al., 1994) y cuyas alteraciones influyen en las respuestas fisiológicas de la biota del lago, entre ellas las diatomeas. Es así, que a través del análisis de diatomeas en sedimentos lacustres se ha podido identificar la variabilidad del nivel del lago Titicaca durante el Holoceno (Tapia et al., 2003) o eventos climáticos ocurridos en el último intervalo glacial – interglaciario en la Antártida a través análisis de diatomeas en la laguna Potrok Aike en la Patagonia Argentina (Recasens et al., 2014).

En el caso de las diatomeas, el nitrógeno y fósforo no solo son los únicos nutrientes que intervienen en el crecimiento de éstas, pero también la disponibilidad de Sílica disuelta juega un papel importante para el crecimiento de la población de las diatomeas, principalmente plantónicas.

La diferencia entre diatomeas plantónicas y tycoplantónicas radica en que la primera se caracteriza por tener el ciclo de vida suspendido en la columna de agua mientras que la segunda tiene como hábitat verdadero a los bentos pero que puede ser encontrada re-suspendida en la columna de agua, sobre todo cuando existe turbulencia. Las diatomeas bentónicas se asocian a los sustratos en los márgenes de los lagos, siendo los principales tipos de acuerdo con el hábitat: epiphyton (adheridas a las plantas), epipsammon (adheridas a granos de arena), epilithon (adheridas a rocas) y epipelon (adheridas al barro).

En periodos de mayor turbulencia, también se podría encontrar mayor abundancia de especies plantónicas ya que al no ser móviles y tener una alta densidad, la turbulencia ayuda a que queden suspendidas por más tiempo y que aprovechen los nutrientes re-suspendidos, influenciando en su abundancia (Lund 1955, 1959, Reynolds 1984).

Van Luijn et al. (1995) a través de experimentos en laboratorio, demuestra los impactos de las algas bentónicas (principalmente diatomeas) en la dinámica de nutrientes. Los resultados demostraron que, en la recirculación del agua proveniente del fondo del lago, existía menor cantidad de aporte de nutrientes y silicio desde el sedimento hacia la columna de agua bajo condiciones de ausencia de turbidez y penetración de luz hasta la superficie de los sedimentos.

Por otro lado, las diatomeas también juegan un papel importante en un lago debido a su rol de productoras primarias. Los productores primarios son el primer nivel en una estructura trófica y es ahí donde radica su importancia de asegurar dicha estructura y el ciclo de alimentos. La estructura trófica se expresa en las diferentes vías de transferencia de energía y los ciclos de nutrientes a través de los niveles tróficos de la comunidad (R. G. Wetzel, 2001d). El cambio estacional es una de las principales características que influye en la variabilidad de la productividad primaria en el lago, ya que por ejemplo en estaciones de verano o de mayor radiación solar, se genera una termoclina permitiendo que la capa superior produzca una mayor fotosíntesis teniendo como consecuencia una mayor productividad de diatomeas.

Las diatomeas asimilan grandes cantidades de Sílica ( $\text{SiO}_2$ ) para la generación de sus frústulas. El Silicio es un factor principal que influye en la producción de algas en muchos lagos y la asimilación de la Sílica por las diatomeas, modifica considerablemente el flujo de ésta en los lagos y corrientes de agua. Es por esta razón que la disponibilidad de Sílica juega un papel importante en la productividad en lagos. Algunas especies crisófitas también tienen dentro de su estructura biológica al silicio, sin embargo; el impacto que estas algas aportan, al igual que los silicoflagelados, al ciclo del silicio es insignificante en comparación del producido por las diatomeas.

En el caso de diatomeas bentónicas, parámetros como turbidez y profundidad de la columna de agua, también juegan un rol relevante para su productividad ya que la penetración de la luz hacia el fondo del lago podría estar obstaculizada por la turbidez del lago (Flower et al. 1988), que afectaría la productividad de especies de este hábitat como los fragilaroides (C. Sayer et al., 1999).

Los lagos someros tienen un mayor potencial de albergar especies de diatomeas del tipo bentónicas a comparación de los lagos profundos, debido a que la zona litoral o de poca profundidad en un lago somero es proporcionalmente mayor a su zona pelágica (R. G. Wetzel, 2001c). La población de diatomeas bentónicas se desarrolla principalmente en lagos someros con aguas claras (Liboriussen y Jeppesen, 2003). Los principales factores que influyen en el desarrollo de la población de diatomeas bentónicas están relacionados a la carga de nutrientes, la luz, perturbancias físicas entre otros (Lowe, 1996). La abundancia de

las diatomeas bentónicas está estrechamente relacionada con la disponibilidad del sustrato y con la presencia del tipo de planta estacional huésped (Burkholder, 1996).

Las diatomeas epífitas han sido mejor utilizadas como indicadores de la calidad del agua este tipo de diatomeas responden más rápido a los cambios en calidad de agua por lo que se usan como tales indicadores para monitoreo (McCormick y Stevenson, 1998). Estas microalgas viven sobre sustrato existente o sobre otros organismos, comunes en lagos someros con presencia de macrófitas (Toporowska et al., 2008). A pesar de ser abundantes en lagos someros, poco se sabe sobre la biología de este tipo de diatomeas o de su distribución geográfica, dinámicas, etc (Emson, 2015). Este tipo de diatomeas también es el mejor indicador de eutroficación en cuerpos de aguas someros; mientras que las diatomeas epilíticas se encuentran asociadas a la presencia de barro y limo (Pouličková et al., 2004).

Las diatomeas del tipo fragilaroide son muy comunes en lagos someros ubicados en distintas partes del mundo tanto en la actualidad como en los registros paleolimnológicos de estos lagos (N. J. Anderson et al., 1993; Helen Bennion, 1995; C. D. Sayer, 2001; Werner y Smol, 2005). Las especies pequeñas fragilaroides son especies cosmopolita que pueden estar en ambientes oligotróficos como eutróficos debido a su alta tolerancia de los nutrientes (Helen Bennion, 1995) y tienden a vivir en la superficie de los sedimentos, indicando condiciones someras y ligeramente alcalinas del lago. Estas diatomeas son consideradas como especies pioneras de varios lagos someros (Haworth, 1976; Schmidt et al., 2004), mientras que las especies del género aulacoseira por lo general son identificadas como plantónicas (Round et al., 1990); y/o tytoplantónicas (Jenny et al., 2002; Moos et al., 2005).

Las especies del género Aulacoseira, por lo general, son indicadores sensibles de la calidad del agua. Así, por ejemplo, la *A. Ambigua* es común en el plancton de aguas estancadas de lagos meso a eutróficos y en diversos casos como el del lago Brazi, asociado a un incremento de impactos antropogénicos. La presencia de las aulacoseiras es común en lagos pocos transparentes, con presencia de turbidez o de materiales húmicos (Kilham y Kilham, 1975). La aparición de aulacoseiras ocurre durante periodos en los que no existe estratificación termal, como consecuencia de fuertes vientos, bajas temperaturas y poca profundidad. Debido a que estas especies pueden ser tytoplantónicas, éstas también pueden estar unidas en cadenas y estar adheridos a sustratos que puede incluir plantas, rocas o barro.

Los lagos con una alta turbulencia y contenido de nutrientes pueden favorecer la presencia de aulacoseiras sobre especies plantónicas (Smol y Stoermer, 2010). Muchas de las especies del género *Aulacoseira* tienen tasas altas de sedimentación en los cuerpos de agua debido a que son fuertemente silicificadas, siendo de una densidad relativamente alta. Este género es característico en cuerpos de agua con re-suspensión de sedimentos, de poca profundidad y con una alta exposición a los vientos y turbidez para poder estar en suspensión (Saunders et al., 2009).

El género *Aulacoseira* se encuentra frecuentemente en lagos de zonas altoandinas. Riedinger (1993) trabajó con diatomeas en un testigo lacustre altoandino en la zona de páramos en Ecuador, donde registró que las aulacoseiras, sobre todo *A. itálica*, que era la que predominaba.

A manera de resumen, se presenta la siguiente tabla enfatizando las principales características y diferencias entre los géneros *Aulacoseira* y *Fragilaria* (principalmente fragilaroides pequeños



Tabla 1: Diferencia entre Aulacoseiras y Fragilaroides

	<b>Aulacoseiras</b>	<b>Fragilaroides</b>
<b>Clasificación según su hábitat</b>	Pueden ser de tipo Tycoplantónica Las especies tycoplántónicas tienen un hábitat verdadero en los bentos pero que pueden re-suspenderse a en la columna de agua con la existencia de turbulencias	Son generalmente bentónicas Se asocian a los sustratos en los márgenes de los lagos, siendo los principales tipos de acuerdo con el hábitat: epiphyton (adheridas a las plantas), epipsammon (adheridas a granos de arena), epilithon (adheridas a rocas) y epipelon (adheridas al barro).
<b>Condiciones para Productividad</b>	La producción de aulacoseiras es común en lagos con turbulencia en la columna de agua que tiene como características el ser poco transparente y con presencia de turbidez o de materiales húmicos (Kilham y Kilham, 1975). Este movimiento de turbulento en la columna de agua puede deberse a presencia de vientos y genera zonas de mezcla sin gradiente de temperatura o estratificación termal.	Al producirse en los bentos, su productividad está influenciada por parámetros que influyen la penetración de la luz en el fondo del lago como turbidez y profundidad de la columna de agua (Flower et al. 1988; C. Sayer et al., 1999). La población de diatomeas bentónicas se desarrolla principalmente en lagos someros con aguas claras (Liboriussen y Jeppesen, 2003)
<b>Características del hábitat</b>	Las aulacoseiras se presentan comúnmente en cuerpos de agua de poca profundidad, con re-suspensión de sedimentos y alta exposición a los vientos y turbidez (Saunders et al., 2009).	Las especies fragilaroides son frecuentes en lagos de poca profundidad ubicados en distintas partes del mundo (cosmopolita) tanto en la actualidad como en los registros paleolimnológicos (N. J. Anderson et al., 1993; Helen Bennion, 1995; C. D. Sayer, 2001; Werner y Smol, 2005)
<b>Diferencia en densidades</b>	Las aulacoseira tienen tasas altas de sedimentación debido a que son fuertemente silicificadas generando una densidad relativamente alta.	Las fragilaroides pequeñas tienen una densidad mucho más baja a comparación de las aulacoseiras y no son fuertemente silicificadas.
<b>Según su capacidad de indicador</b>	Son indicadores de calidad de agua y que pueden ser sensibles a los cambios de estos e indicar condiciones meso o eutróficas de un lago.	Las fragilaroides pequeñas son indicadores de calidad del agua de cuerpos de agua dulce que pueden estar en ambientes oligotróficos como eutróficos debido a su alta tolerancia de los nutrientes (Helen Bennion, 1995)
	Los géneros tienen diferentes especies que pueden servir de indicadores de variables ambientales diferentes dependiendo de la zona geográfica de estudio. Debido a que estas especies pueden ser tycoplantónicas, éstas también pueden estar unidas en cadenas y estar adheridos a sustratos que puede incluir plantas, rocas o barro.	Las especies pequeñas fragilaroides son especies cosmopolita y tienden a vivir en la superficie de los sedimentos, indicando condiciones someras y ligeramente alcalinas del lago. Estas diatomeas son consideradas como especies pioneras de varios lagos someros (Haworth, 1976; Schmidt et al., 2004),
Gran número de especies de diatomeas encontradas en los andes centrales (andes Sur del Perú) se refieren a especies cosmopolitas		
Por lo general se encuentran especies de tipo bentónicas en la región de los andes		

El lago Titicaca es uno de los principales cuerpos de agua en los Andes centrales y/o Andes sur del Perú que han registrado la variabilidad de la precipitación y del nivel del Lago a una larga escala temporal. El aumento y disminución del nivel del Lago como consecuencia del aumento o disminución de precipitaciones se podría registrar, en términos taxonómicos de diatomeas, como aumento de presencia de especies plantónicas, incluidas la *Aulacoseira granulata*, durante incrementos del nivel del Lago y aumento de especies bentónicas, como *Pseudostaurosira Zeilleri*, durante eventos de disminución del nivel del Lago. Los eventos de aridez o de disminución del nivel del Lago y de precipitaciones, también ocurrieron con aumento de los valores de  $\text{CaCO}_3$  y salinidad (Tapia et al., 2003).

El registro del Lago también indica que alrededor de 0 A.D. (inicio del Holoceno Tardío) aproximadamente, el nivel del Lago aumentó registrando aumento de especies de diatomeas plantónicas con valores similares a los de hoy en día.

## **2.6 Lago Yanacocha**

### **2.6.1 Ubicación e importancia**

El lago Yanacocha se ubica en la cordillera Vilcanota en la parte oeste del glaciar (13.945 °S, 70.975°W) en los Andes sur del país a aproximadamente 430 m de distancia de una de las salidas del casquete de hielo, denominado Qori Kalis. Se encuentra a una altura promedio de 4910 msnm, sin ninguna población asentada y/o colindante al Lago, evitando así la posibilidad de que se registren señales de perturbación antropogénica en los sedimentos (Beal et al., 2014). Este lago es considerado como un lago tipo “*tarn*”, cuya principal característica es su formación por el deshielo de un circo glacial y que tiene una barrera natural formada por morrenas. El lago Yanacocha tiene un área de 0.11 Km<sup>2</sup> y se encuentra delimitado por una pared rocosa de 80 metros de altura, impidiendo la influencia del deshielo del CHQ durante el Holoceno (Beal et al., 2013). Las entradas de agua y sedimento al lago Yanacocha se restringe a escorrentías superficiales dentro de la cuenca teniendo solo una salida que se activa durante la estación húmeda (Beal et al., 2014).

La geología del área alrededor del Lago comprende la formación Queremani, miembro Sapanuta caracterizada por la presencia de rocas ignimbritas con la presencia de fenocristales de origen félsico. El área donde se ubica el Lago y hacia su lado oeste, se encuentra

clasificado como un depósito aluvial con presencia de gravas, arenas y una matriz arenolimosas.

El lago Yanacocha registra un pH igual a 8 y una temperatura promedio de 6°C aproximadamente. Además, presenta características de un lago polimíctico en donde no logra a existir estratificación termal notoria porque la columna de agua frecuentemente se mezcla (Beal et al., 2014). En esta cordillera, los cuerpos de agua son isotermales y no presentan marcadas estratificaciones termales en el año por lo que las características limnológicas van a estar atribuidas básicamente al tamaño del cuerpo de agua y si se encuentra o no conectado directamente a una cuenca glaciar (Michelutti et al., 2019). A nivel regional existe aún poca información acerca de caracterización limnológica de los lagos altoandinos, pero en líneas generales son considerados como polimícticos fríos con circulación frecuente y con breves periodos de estratificación termal (Löffler, 1964; Steinitz-Kannan, 1997).

En la cordillera Vilcanota se pueden encontrar dos tipos de lagos: Aquellos que se encuentran conectados a una cuenca glaciar y aquellos que no. En los últimos años, se puede identificar que el área de aquellos lagos que no se encuentran conectados a una cuenca glaciar se mantienen estables o disminuyen pero no aumentan (Hanshaw y Bookhagen, 2014).

En esta región, los lagos se caracterizan por tener un pH que va de neutro a alcalino y que pueden tener bajo o alto contenido de calcio (**expresado como  $\text{Ca}^{2+}$** ), siendo aquellos con alto contenido de calcio los que se ubican en cuencas glaciares y cuya contribución proviene de los depósitos glaciares compuestos por rocas calcáreas (Michelutti et al., 2019). A nivel de los Andes Centrales, el alto valor de pH y alcalinidad en el lago Yanacocha son características que también se pueden observar en otros lagos oligotróficos altoandinos como Pumacocha (10.70°S, 76.06°W) que se encuentra a 4300 m.s.n.m y también en el flanco este de la cordillera de los Andes con condiciones climáticas similares al del lago Yanacocha.

El alto contenido de calcio genera altos valores de conductividad eléctrica en estos lagos, a excepción de aquellos en los cuales el aporte hidrológico proviene de canales sobre hielo y no experimenta un contacto directo con material detrítico y drásticos cambios químicos en su recorrido, manteniendo la conductividad eléctrica con valores bajos como es el caso del lago Chalpacocha (Stroup et al., 2015). La Conductividad Eléctrica en el Lago no es alta y

tiene un valor de 10 u/s y este valor puede ser explicado por la no influencia y/o contribución del agua de deshielo del glaciar en este lago, como consecuencia de las características geomorfológicas. Debido a que el lago Yanacocha no es alimentado por el deshielo glacial, éste tampoco recibe sedimentos detríticos de este origen, por lo que muchos de los elementos clásticos que llegan al lago Yanacocha tienen una explicación relacionada a transporte terrestre dentro de la cuenca del Lago y deposición del polvo atmosférico (Beal et al., 2013).

A nivel de la Cordillera del Vilcanota, en el estudio de Michelutti et al. (2019) se realizó una comparación de las características de 19 cuerpos de agua que comprendían lagos, estanques, corrientes de deshielo y sistemas proglaciares. Este estudio reveló una alta gradiente en variables limnológicas (pH, conductividad específica, nutrientes, carbono orgánico disuelto) dentro de un área relativamente pequeña (<800 Km<sup>2</sup>). Otro hallazgo es la alta concentración de metales en casi 1/3 de los sitios analizados. En el caso de carbono orgánico disuelto y metales, la concentración es mayor en los lagos de menor tamaño debido a que el volumen de agua es menor y debido a la existencia de aportantes de carbono como las macrófitas y musgos, que es vegetación típica en este tipo de lagos en esta región. En la región del Quelccaya, la variabilidad de los valores del carbono inorgánico disuelto (CID) no se encuentra relacionada al tamaño del cuerpo de agua ni a la influencia de depósitos glaciares (Michelutti et al., 2019).

El lago Yanacocha (**Figura 7**), al estar ubicado en una zona remota, alrededor del CHQ tienen el potencial de brindar información acerca de eventos climáticos y ambientales ya que muchos de estos lagos pueden registrar los avances y retrocesos del glaciar, influenciados por estos cambios ambientales y climáticos locales y regionales (Stroup et al., 2015). Además, el lago Yanacocha, no sólo podría capturar señales de variabilidad ambiental y climática local, sino también señales climáticas y ambientales regionales por su ubicación y estar alejado de ocupación antropogénica.

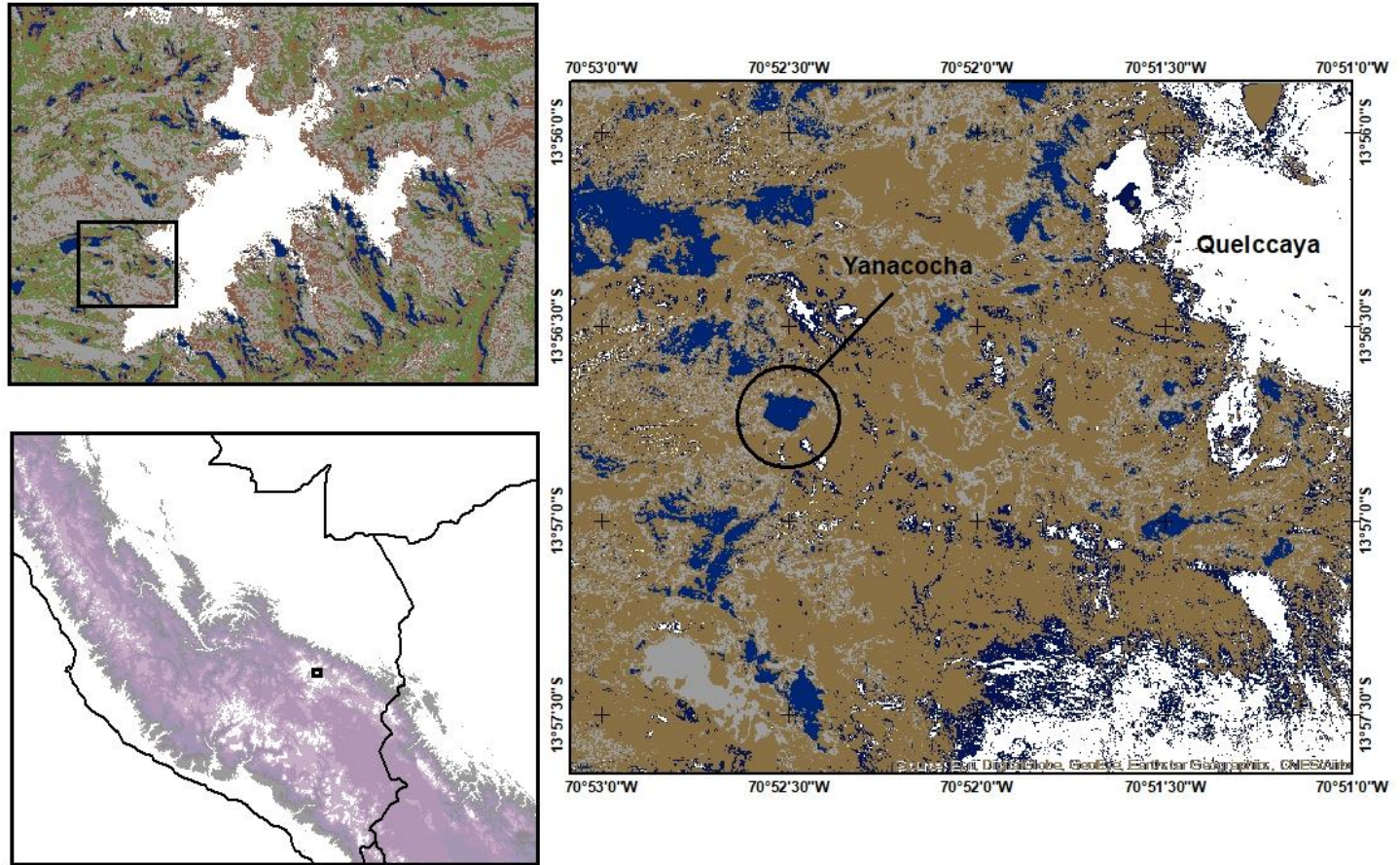


Figura 7: Ubicación del Lago Yanacocha

En esta región es muy común encontrarse con un tipo de humedales conocidos como bofedales y cuya principal vegetación se compone de la planta *Distichia Muscoides* (Stroup et al., 2014).

### 2.6.2 Características climáticas actuales y riesgos

La cordillera del Vilcanota tiene dos estaciones marcadas, una estación cálida y húmeda que va de Octubre/Noviembre a Marzo/Abril y una temporada fría y seca que va de Abril/Mayo a Setiembre/Octubre (Rabatel et al., 2013). A pesar de tener dos estaciones denominadas cálidas y frías, en la realidad la diferencia en temperatura entre ambas estaciones es de alrededor de 1 a 2 grados centígrados; sin embargo la diferencia más marcada es aquella entre la temperatura diurna y nocturna que podría llegar a 18 grados centígrados (Michelutti et al., 2019).

Gran parte de la precipitación anual en esta región ocurre durante la temporada de verano austral y se encuentra asociada a los vientos que provienen del este de la tropósfera superior (René Garreaud et al., 2003) como parte del monzón sudamericano (ver **Figura 8**). Dicha presencia de vientos se da como consecuencia de la ubicación estacional del sistema de alta presiones denominado “*alta de Bolivia*”, permitiendo el transporte vertical ascendente de la humedad originada en la parte este y baja de la cadena montañosa hacia las partes más altas de los Andes por medio de convección.

Debido a la estación húmeda marcada en esta región, los andes centrales son sensibles al movimiento de la circulación del monzón sudamericano (Zhou y Lau, 1998). La variabilidad anual y decadal del monzón sudamericano es modulada por la temperatura superficial del mar en el pacífico (Rene Garreaud, 2009). La variabilidad anual de la precipitación se encuentra asociada con eventos como “El Niño” y “La Niña” que modulan la intensidad de la “alta de Bolivia” y por consecuencia la precipitación anual en esta región. En años El Niño, la combinación de vientos alisios débiles y vientos del oeste fuertes en la atmosfera alta, inhibe el transporte de humedad de la amazonia hacia los andes.

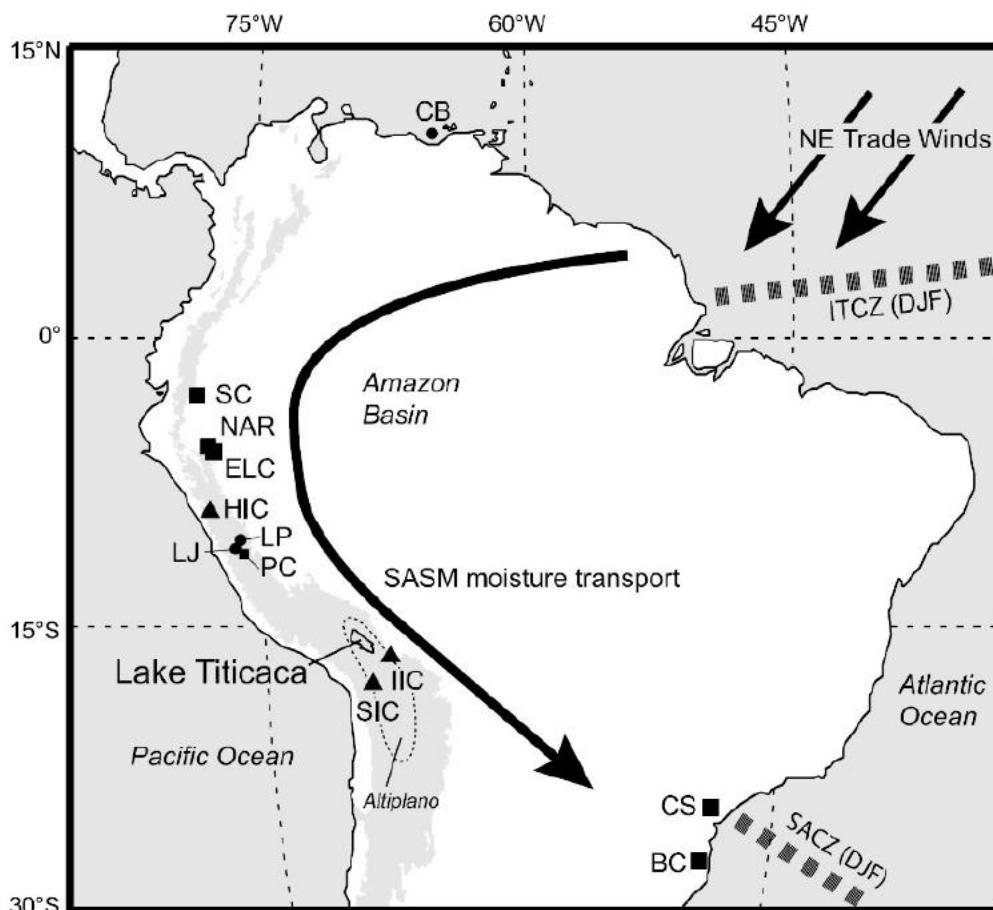


Figura 8: Principales características del Monzón Sudamericano de Verano (SASM) que incluye la trayectoria del monzón en los meses de verano austral y sus elementos como los vientos alisios del nor-este, su conexión con la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI) y la Zona de Convergencia Sur Atlántica (SACZ). Los cuadrados, triángulos y círculos negros representan los lugares donde se han tomado testigos para reconstrucción climática (Fomace K et al., 2014)

Con datos de observaciones meteorológicas (René Garreaud et al., 2003), proxies (Bradley et al., 2003) y simulaciones (Mathias Vuille et al., 2003) se puede determinar que la ocurrencia de evento El Niño están asociados con años típicamente secos en los Andes centrales mientras que eventos La Niña están asociados con presencia de lluvias en esta región.

La cordillera Vilcanota es un lugar importante para el monitoreo para calentamiento global ya que se ha visto los impactos de este fenómeno en los últimos años como el derretimiento progresivo de los nevados y del glaciar Quelccaya. Los análisis de la temperatura del aire en esta región, demuestra que existe una tendencia de calentamiento desde mediados de 1960 (Salzmann et al., 2013).

Uno de los impactos del cambio climático en esta cordillera es la pérdida de hielo progresiva, y que representa un ~30 por ciento en área y ~45 por ciento en volumen (Salzmann et al., 2013). Actualmente la capa de hielo del Quelccaya tiene el tamaño más pequeño que en cualquier estado dentro de los últimos 6000 años (L G Thompson et al., 2013).

Un aumento de temperatura podría afectar el balance hidrológico de los cuerpos de agua someros a través de su calidad, aumento de salinización, reducción del área y volumen y hasta la desaparición de dichos cuerpos de agua (E. Anderson et al., 2011). El congelamiento superficial de los lagos y la estratificación termal de los mismos son características provenientes de la temperatura, que regulan las respuestas de las diatomeas en lagos de latitudes altas. En la región andina, los lagos no se congelan y Michelutti et al. (2015) encontró que el calentamiento global influía en el aumento de los periodos de duración de estratificación termal como regulador de la taxa de diatomeas con una transición de población bentónica a plantónicas luego de 1966 AD. Como consecuencia del calentamiento y extensión de periodos de estratificación termal, existe menos turbulencia y ya no se registra la especie *A. Alpígena* que requiere de turbulencia y circulación para su productividad (Rühland et al. 2008, Rühland et al. 2015).

### **2.6.3 Características climáticas del pasado**

Los eventos climáticos durante el Holoceno Tardío a lo largo de la cadena montañosa de los Andes Peruanos no necesariamente ocurren de manera sincronizada y de la misma intensidad; sin embargo, se pueden identificar dos de los eventos climáticos más importantes que son la ACM y la PEH. En los Andes centrales (M Vuille et al., 2001), la ACM se presenta como un periodo árido entre 900–1100 A.D. y la PEH entre 1400–1820 A.D. para luego volver a condiciones áridas en 1900 A.D. Dentro del Holoceno Tardío, se podría considerar que las variaciones del clima en el Atlántico Norte han determinado principalmente la variabilidad a nivel centenal del monzón sudamericano (M Vuille et al., 2012).

Gran parte de los estudios de reconstrucciones climáticas en Sudamérica se basan en el análisis de testigos en los Andes. En el Perú existen distintos trabajos de investigación paleoclimática enfocados en el periodo Holocénico como: (1) los testigos de hielo del Quelccaya que registran información anual en los últimos 1800 años acerca de la



acumulación neta, oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y polvo insoluble (L G Thompson et al., 2013), (2) testigos de sedimentos lacustres como el del lago Titicaca que capturan señales locales y regionales de la variabilidad del nivel del Lago (Abbott et al., 1997; Tapia et al., 2003) y (3) espeleotemas como el de la cueva del Huagapo (Kanner et al., 2013) que registran señales de oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) en los Andes centrales del Perú, por mencionar algunos.

El testigo de hielo del Quelccaya (L. Thompson et al., 1992; L. G. Thompson et al., 1985) es uno de los registros paleoclimáticos más importantes para el Perú y para la región y es el primer testigo de hielo de gran profundidad, extraído fuera de las zonas polares además sobre la capa de hielo tropical más extensa a nivel global. Este testigo de hielo principalmente brinda información sobre avances y retrocesos del glaciar. Durante el periodo del Último Estadio Glaciar – Interglaciar (18 – 11ka), el Quelccaya cubría el lago Yanacocha, hasta dos km en dirección sur del Lago (Kelly et al., 2012). La datación más antigua del lago Yanacocha coincidió con el inicio del Holoceno y a partir de ahí se registró un continuo retroceso, dejando al Lago libre de hielo por todo el periodo Holocénico. (Stroup et al., 2014) sugirió que la temperatura, y no necesariamente la precipitación, es la principal variable que influye en el avance y retroceso del Quelccaya durante el Holoceno Tardío. Debido a esto, la acumulación de hielo es baja por las condiciones de frío y aridez durante el avance glaciar, mientras que durante el retroceso glaciar las condiciones son más húmedas y cálidas, brindando mayor acumulación de hielo y mayor retroceso glaciar (L G Thompson et al., 2013).

Los testigos de hielo son de gran utilidad debido a su alta resolución y pueden registrar información climática relevante y detallada. Este testigo también sugiere que en la última etapa de la PEH, las temperaturas alcanzan sus valores mínimos (inicios del siglo XIX) (L G Thompson et al., 2013). Los eventos húmedos durante la PEH se dan debido al desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI) hacia el sur, e influye en el aumento de vientos húmedos desde la Cuenca amazónica a los Andes. El aumento de condiciones húmedas, durante eventos como la PEH, estarían relacionadas con la reducción del polvo atmosférico y viceversa ya que en los registros de Quelccaya se han encontrado esta relación inclusive desde el último estadio glacial (Lonnie G. Thompson, 2000).

En los Andes al sur del Perú, también se han colectado testigos de sedimentos lacustres como en el lago Titicaca que han ayudado a reconstruir salinidad, nivel de lago y productividad de

éste (Fritz et al., 2007), respondiendo a forzantes climáticos locales y/o regionales. Especialmente entre los años 350 – 500 AD, el Lago presentaba un nivel más alto del actual y que coincidía con la construcción de terrazas en esa época (Binford et al., 1996, 1997).

Una de las sequías más intensas del siglo XX corresponde a la que ocurrió entre 1935 y 1945 (Newell, 1946) y se encontró asociada a la disminución del nivel del lago Titicaca en 5 metros. A la misma vez, también se registró baja acumulación de nieve en el Quelccaya y una alta concentración de polvo atmosférico.

Alrededor de la extensión del CHQ, existen diferentes salidas de glaciares que forma valles glaciares, siendo el Qori Kalis la salida más extensa. A consecuencia del retroceso glaciar, ahora quedan lagos, morrenas y material erosionado alrededor del Quelccaya. El retroceso del Qori Kalis se ha estudiado de manera detallada (Brecher y Thompson, 1993; Lonnie G. Thompson, 2000; Lonnie G. Thompson et al., 2006) y provee información de condiciones climáticas en el Holoceno tardío y Andes tropicales (Stroup et al., 2014).

Los cambios climáticos abruptos en esta región no son únicamente cambios recientes pero también existe evidencia de calentamiento durante el Holoceno Medio, debido a la presencia de vegetación de humedal como la *Distichia muscoides* (Juncaceae) con una edad de aproximadamente 5000 años (Lonnie G. Thompson et al., 2006). Esta especie de musgos son los que se encuentran actualmente alrededor del Quelccaya y del lago Yanacocha.

Los cambios climáticos a escala milenial en los Andes tropicales, se caracteriza principalmente por el forzante orbital que causa la distribución de la energía solar, el desplazamiento de la ZCI y la variación de la extensión de las zonas glaciares en esta región (Wanner et al., 2008). Abbott et al. (2003) sugiere que los cambios en el forzamiento orbital generaron, por ejemplo, insolaciones más débiles en verano (enero) durante el Holoceno Temprano y Medio generando una disminución en las precipitaciones y un clima más árido mientras que una alta insolación en invierno contribuiría con el deshielo de los glaciares. Esto generaría la inexistencia de glaciares por debajo de los 5500 metros durante el Holoceno Temprano y Medio hasta los últimos 2000 años en donde empiezan a reaparecer (Abbott et al., 1997). La reaparición de glaciares durante el Holoceno Tardío, se explicaría por el inicio de condiciones húmedas en el verano promovido por la forzante orbital y el aumento

en la insolación de verano que promueve el desplazamiento de la ZCI hacia el sur, fortaleciendo la convección en la temporada húmeda (Wanner et al., 2008).

En regiones colindantes, como la cordillera Vilcabamba, se pudieron reconstruir dos eventos marcados en términos de fluctuación glaciár. Un episodio de avance glaciár en el Holoceno temprano y un periodo de glaciación menos extenso en la Pequeña edad de hielo (Licdardi et al., 2009).

En estudios sobre los Andes centrales también se pudo establecer que el intervalo correspondiente a la ACM corresponde a un periodo árido pero en menor intensidad al Holoceno medio u otros posteriores a la ACM como el Periodo Cálido Moderno (PCM) o entre 1100 y 1500 A.D. (Kanner et al., 2013).

#### **2.6.4 Flujo de sedimentos registrados en el Holoceno Tardío**

En un ecosistema lacustre, la materia orgánica se puede originar en el mismo lago o en la cuenca del lago. La mayor parte de carbono orgánico se encuentra en forma disuelta y es en este estado como es transportado e importado dentro de la cuenca del lago (R G Wetzel y Ward, 1992; Robert G Wetzel, 1990). En este caso, el lago Yanacocha se encuentra rodeado de vegetación flotante del tipo musgos o como parte de un ecosistema bofedal, que representa una fuente importante del aporte de materia orgánica en el Lago.

El análisis geoquímico del testigo compuesto del Lago permitió revelar cambios ambientales durante el Holoceno Tardío que fue interpretado en base a la variabilidad en la composición geoquímica de los sedimentos con indicadores como Susceptibilidad Magnética (Msi), Densidad de Sedimento Húmedo, XRF, Tamaño del Sedimento, Porcentaje de Sílica Biogénica (BSi), etc. Los resultados indicaron eventos de flujos de sedimentos clásticos que principalmente se encuentran asociados a aumentos de precipitaciones a nivel local y de sedimentación atmosférica (Stroup et al., 2015).

Los principales procesos aportantes de sedimentos clásticos en el Lago están asociados a corrientes superficiales en la cuenca del Lago y a deposición directa de partículas atmosféricas. En base a estos resultados, existieron tres periodos de incremento de material clástico en los últimos 2000 años y corresponden a 550 – 800, 1140 – 1370 y 1470 – 1930 A.D. (Stroup et al., 2015).

El primer periodo de incremento de sedimento clástico coincide con un periodo de aumento de  $^{18}\text{O}$  en los testigos de la cueva del Huagapo en Junín (Kanner et al., 2013) y en los testigos de la laguna Pumacocha (Bird et al., 2011) en Pasco, asociado a una señal débil del monzón sudamericano. Debido a la señal débil del monzón, la presencia de sedimentos clásticos en este periodo de tiempo se explica principalmente por la deposición de polvo atmosférico.

El segundo periodo de incremento de material clástico fue entre 1140 y 1370 A.D. y fue significativamente mayor que el periodo previo. En este periodo, el casquete glaciar Quelccaya registró una acumulación de hielo por debajo de lo normal, así como un aumento en los valores de  $^{18}\text{O}$  y un aumento del polvo atmosférico (L G Thompson et al., 2013) mientras que el Lago Titicaca registraba un bajo nivel de Lago (Abbott et al., 1997) y al igual que en el periodo anterior, hubieron condiciones de debilitamiento de lluvias con presencia de material clástico proveniente de la deposición del polvo atmosférico (Stroup et al., 2015).

El tercer periodo de incremento de material clástico corresponde al periodo más reciente y de mayor incremento (~1470 – 1930 A.D.). En este periodo los testigos de la cueva del Huagapo y de la Laguna Pumacocha muestran una reducción de los valores de  $^{18}\text{O}$ , asociándolos a un fortalecimiento del monzón sudamericano y a condiciones húmedas que pudieron provocar el aumento del flujo del material clástico en el Lago. En el mismo periodo, el glaciar Quelccaya registraba un retroceso y los sedimentos expuestos por este retroceso pudieron haber sido transportados por el viento hacia el Lago, asociando un retroceso glaciar con un aumento de material clástico en el Lago transportado por el viento (Stroup et al., 2015).

### **2.6.5 Modelo de edad de Stroup et al., 2015**

Las dataciones se generaron utilizando isótopos  $^{210}\text{Pb}$  sobre la parte más superficial del testigo compuesto, usando un pequeño testigo de gravedad, del cual se prepararon muestras que fueron analizados en el Laboratorio de Isotopos de Vida Corta de Dartmouth College.

Para dataciones mayores a 200 años, se utilizó el isótopo  $^{14}\text{C}$  sobre materia orgánica en el testigo, que se realizó sobre la presencia de microfósiles. Las dataciones corresponden a muestras tomadas por Beal et al., 2014.

El modelo de edad se realizó a través del software BACON 2.2 (Blaauw y Christen, 2011) y la curva de calibración IntCal13 (Reimer et al., 2013) con los datos obtenidos de las dataciones anteriormente mencionadas.

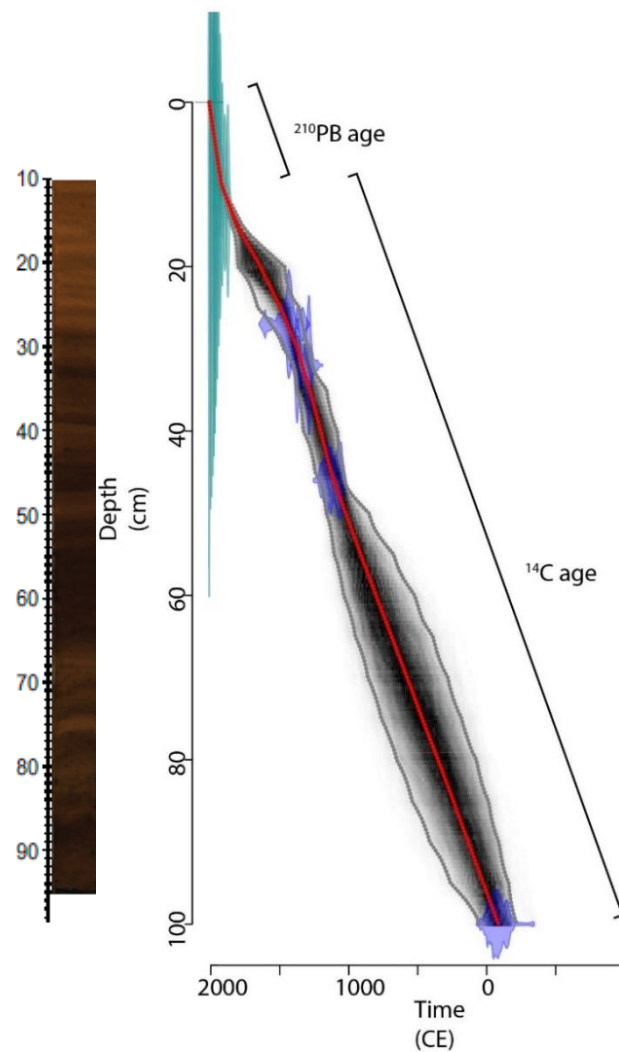


Figura 9: Modelo de Edad para el lago Yanacocha correspondiente a los primeros 100 cm del testigo con edades  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{14}\text{C}$  (Stroup et al. 2015)

### **III. METODOLOGÍA**

En julio del 2011 se extrajeron testigos de sedimentos de un lago en los Andes sur del Perú, denominado “Yanacocha”. Los testigos se recolectaron en el punto más profundo del Lago (5.6 m) con coordenadas -13.9453N , -70.8747W, los cuales tuvieron diferentes longitudes o profundidades con la finalidad de crear y un testigo compuesto que tuvo aproximadamente 4 metros de longitud (Beal et al., 2014). Stroup et al. (2015) utiliza parte de este testigo compuesto para generar un modelo cronológico correspondiente a los últimos 2000 años para representar el Holoceno Tardío.

#### **3.1 Variabilidad especiológica de Diatomeas e Índices de Diversidad**

##### **3.1.1 Preparación y Montaje de Laminas**

La preparación de las láminas se realizó siguiendo el método de Battarbee, (1986) en el laboratorio de Ciencias del Mar de la Universidad Peruana Cayetano Heredia. Se prepararon 85 láminas correspondientes a los 345 cm de profundidad de testigo compuesto del lago Yanacocha pero sólo se analizaron 19 para cubrir el periodo del Holoceno Tardío.

Esta etapa de preparación de láminas tuvo distintos procesos en el laboratorio y el primero de ellos fue el proceso de digestión que consistió en remover la materia orgánica y el carbonato de calcio de la muestra de sedimentos con la finalidad de dejar el material sílico biogénico del exoesqueleto de las diatomeas, que permitirá una mejor visibilidad e identificación de la especie bajo el microscopio.

#### **a) Proceso de digestión**

- El primer paso fue tomar muestras de 0.1g de sedimento húmedo, correspondientes a cada nivel del testigo, que se colocaron en tubos de ensayo.
- Luego de haber incorporado el sedimento, se agregó 5 mL de peróxido de hidrógeno ( $H_2O_2$  30 por ciento) a cada muestra, para remover la materia orgánica del sedimento a través de un proceso de oxidación. Una vez agregado el peróxido de hidrógeno, los tubos fueron puestos a baño maría a  $70^\circ C$  por una noche.
- A la mañana siguiente, se agregó 1 mL de ácido clorhídrico (HCl 10 por ciento) para neutralizar el oxidante, remover carbonatos remanentes y algunos sedimentos sueltos.
- Posteriormente los tubos de ensayo fueron llenados con agua destilada y se centrifugó a 12 200 Revoluciones Por Minuto por varias veces hasta separar completamente los restos de materia orgánica y minerales de la solución. Antes de realizar la última corrida en la centrifugadora, se adicionaron 2 gotas de amoníaco ( $NH_3$ ) y como siempre, al final de cada corrida se elimina el líquido del tubo.

#### **b) Montaje de las láminas**

- Luego de obtener la concentración final en los tubos, se procedió a llenar con agua destilada y se agregó 1 mL de DVB (divinylbenceno).
- De esta solución final, se extrajo 1 mL y fue colocado sobre los cubre-objetos por una noche a temperatura ambiente.
- Finalmente los cubre-objetos se voltearon y colocaron sobre las láminas de microscopio usando Naphrax calentado a  $130^\circ C$  por 15 minutos.

### **3.1.2 Identificación de diatomeas**

- Para identificar las diferentes especies de diatomeas se usó material bibliográfico a nivel local, regional y mundial (Lange-Bertalot, 1996; Pascher et al., 1986, 1988; Pascher, Ettl, Krammer y Lange-Bertalot, 1991; Pascher, Ettl, Krammer, Håkansson, et al., 1991; Rumrich et al., 2000)

### 3.1.3 Conteo de valvas de diatomeas

- El conteo de valvas se realizó en 19 láminas que corresponden al intervalo de profundidad del testigo de 100 cm y a un intervalo de tiempo aproximado de 2000 años (ver **Tabla 1**).

Tabla 2: Láminas analizadas y sus correspondientes profundidad y años

Láminas	Profundidad de testigo compuesto (cm)	Años (A.D)
Yana001	10	1920
Yana002	14	1830
Yana003	18	1710
Yana004	22	1590
Yana005	26	1470
Yana006	30	1380
Yana007	34	1300
Yana008	38	1240
Yana009	42	1170
Yana010	46	1110
Yana011	50	1030
Yana012	54	940
Yana015	66	670
Yana016	70	580
Yana017	74	490
Yana018	78	410
Yana019	82	320
Yana020	86	230
Yana021	90	140

- Para el conteo de valvas, se procedió a identificar y contar un número de 300 valvas de diatomeas por lámina, usando un microscopio óptico Zeiss de luz transmitida Axiostar Plus a 1000x de magnificación, con aceite de inmersión. Un conteo de valvas entre 300 y 600 por lámina es recomendado para análisis rutinario (Battarbee et al., 2001).
- El conteo se realizó en transectas lo que permitió tener una mejor representatividad de la flora encontrada, seleccionando diferentes campos de visión a largo de toda el área de la lámina. El conteo se realizó por valvas, siendo una valva una unidad en el sistema de conteo y las frústulas completas representan a 2 unidades de valvas (Battarbee et al., 2001) y éstas pueden estar en vista valvar o en vista del girdle (ver **Figura 9**)





Figura 10: Conteo de valvas en vista valvar y girdle. Elaboración propia

### 3.1.4 Cálculo de Concentración de Diatomeas e índices de diversidad

#### a) Concentración de Diatomeas

Para el cálculo de la Concentración de Diatomeas (CD), se utilizó la siguiente fórmula (Scherer, 1994).

$$CD = \frac{(NV \times AL \times VS)}{(AT \times Vm \times PMS \times 10^6)}$$

Donde:

CD: Concentración de Diatomeas (valvas/ gramo de sedimento seco)

NV: Número total de valvas contadas a lo largo del área de la transecta

AL: Área del cubreobjetos ( $\mu\text{m}^2$ )

VS: Volumen de la solución de la muestra (mL)

AT: Área de la transecta ( $\text{mm}^2$ )

Vm: Volumen de la alícuota (mL)

PMS: Peso seco de la muestra (g).

La CD se expresó en unidades de  $10^6$  valvas por gramo de sedimento seco.

## b) Índices de Diversidad

El cálculo de los índices de diversidad se realizó con la función “diversity” del paquete R vegan version 2.5-6 (Oksanen et al., 2007)

- **Riqueza de Especies (S)**

Es el número total de especies identificadas en cada nivel de análisis, e indica cómo varían en número de especies (Moreno, 2001).

- **Índice de Shannon – Wiener (H')**

Es un índice de riqueza específica que expresa la uniformidad de todas las especies de la muestra. Este índice considera la relación del número de individuos con el total de individuos dentro de su cálculo (Moreno, 2001).

$$H' = - \sum_i p_i \log_b p_i$$

$$p_i = n_i / n$$

$n_i$  = número de individuos de una especie

$n$  = total de individuos

- **Índice de Simpson (1-D) y Simpson Inverso (1/D)**

El índice de Simpson mide la probabilidad de que dos individuos de la población extraídos al azar sean de la misma especie  $\sum p_i^2$  (D). Los valores están asociados a la dominancia de una especie. Los valores varían 0 a 1 indicando valores próximos a 1 mayor diversidad (Magurran, 1988).

$$1-D = 1 - \sum p_i^2$$

$$1/D = 1 / \sum p_i^2$$

Donde:

1-D: índice de Simpson

1/D: índice de Simpson inverso

$p_i$ : abundancia proporcional de la especie  $i$

### 3.1.5 Distribución Estratigráfica y Zonación de diatomeas

La distribución estratigráfica e identificación biozonas se realizó a través el programa R versión 3.0.1 (R core team, 2013), usando el paquete para R “rioja” (Juggins, 2017) que lleva incorporado el algoritmo de análisis de conglomerados “CONISS” (Grimm, 1987), que fue escrito en FORTRAN 77.

El programa de CONISS se basa en un análisis de conglomerados restringido de tipo jerárquico y por aglomeración, que utiliza los datos de abundancia relativa de las especies de diatomeas en relación con la profundidad del testigo, para crear grupos basados en las distancias mínimas o mínimos valores de disimilitud.

Estos coeficientes de disimilitud miden las distancias euclidianas entre los valores y cuando se fusionan dos grupos, se recalcula las distancias euclidianas de forma iterativa hasta formar un dendograma de clusters agrupados de manera jerárquica.

La distancia euclidiana entre los datos observados se mide mediante la siguiente fórmula:

$$d_{r(pq)} = \frac{(n_r + n_p)d_{rp} + (n_r + n_q)d_{rq} + n_r d_{pq}}{n_r + n_p + n_q}$$

**$d_{r(pq)}$** : valor de disimilitud entre el cluster “r” y el cluster “pq”

**$n_r$** : número de muestras en el cluster r

**$n_p$** : número de muestras en el cluster p

**$n_q$** : número de muestras en el cluster q

**$d_{rp}$** : valor de disimilitud entre el cluster “r” y el cluster “p”

**$d_{rq}$** : valor de disimilitud entre el cluster “r” y el cluster “q”

**$d_{pq}$** : valor de disimilitud entre el cluster “p” y el cluster “q”

El algoritmo del CONISS también realiza los cálculos de dispersión de valores por cada cluster formado mediante la siguiente fórmula:

$$D_p = \sum_{i=1}^{n_p} \sum_{j=1}^m (x_{pij} - \bar{x}_{pj})^2$$

**$n_p$** : número de muestras en el cluster p

**$m$** : número de variables

**$x_{pij}$** : valor de la variable j de la muestra i en el cluster p

**$\bar{x}_{pj}$** : valor promedio de la variable j en el cluster p

Dentro del algoritmo, el valor total de la dispersión en todos los clusters, se da mediante la siguiente fórmula:

$$D = \sum_{p=1}^g D_p$$

D: Dispersión total

g: número de clusters

p: cluster p

D<sub>p</sub>: Valor de la dispersión en el cluster p

Durante el proceso de análisis de clusters, se fusionarán dos clusters cuando éstos tengan el mínimo incremento de dispersión.

### **3.2 Uso de indicadores DAR, TOC, LOI y BSi para inferir productividad**

#### **3.2.1 Cálculo de la Tasa de acumulación de diatomeas (DAR)**

Se tomó el modelo de edad del testigo (**Figura 10**) publicado por Stroup et al. (2015) para determinar la tasa de acumulación de diatomeas (DAR) y de Materia Orgánica Total (TOM). El modelo de edad del Lago proporcionó la tasa de sedimentación, el cual fue útil para el cálculo del DAR.

La tasa de acumulación de diatomeas se da en unidades de número de diatomeas por cm<sup>2</sup>/año y se calcula a partir de la concentración total de diatomeas en cada nivel y de los valores de la densidad del sedimento seco y tasa de sedimentación.

De acuerdo con Battarbee (1986), Schuette y Schrader (1979), el cálculo de la tasa de acumulación de diatomeas se calcula de la siguiente manera:

$$\text{DAR} = \text{DMAR} \times \text{CD}$$

DAR: Tasa de acumulación de diatomeas

DMAR: Tasa de acumulación de sedimento seco ( $\text{gr/cm. Ka}^{-1}$ )

CD = Concentración de Diatomeas (número de valvas/gramo de sedimentos seco)

### **3.2.2 Distribución estratigráfica**

Se realizó una distribución estratigráfica de los indicadores DAR, TOC, LOI, BSi junto a los dos componentes principales del análisis para diatomeas. Los valores de BSi, LOI y TOC se tomaron del trabajo realizado en el Lago por Stroup et al., (2015) en donde los valores de TOC fueron calculados en base a los resultados de LOI. El estratigrama se realizó usando el sistema ggplot2 (Wickham, 2009) a través del programa R.

## **3.3 Variabilidad de indicadores físicos y geoquímicos y asociaciones de diatomeas**

### **3.3.1 Variabilidad de indicadores Físicos y geoquímicos**

Se realizó una distribución estratigráfica de los indicadores XRF, LOI, BSi, MSi y Flujo Clástico junto a los dos componentes principales del análisis para valores XRF. Todos los datos físicos y geoquímicos para este análisis se tomaron del trabajo realizado en el Lago por Stroup et al., (2015). El estratigrama se realizó usando el sistema ggplot2 (Wickham, 2009) a través del programa R.

### **3.3.2 Ordenación**

#### **a) Diatomeas**

Se realizó un Análisis de Componente Principales (PCA) para identificar la afinidad entre las especies y la contribución de éstas en la variabilidad del ecosistema. El análisis PCA se realizó a través de la función PCA en el paquete factomineR (Lê et al., 2008) utilizando valores de abundancia relativa mayores a seis por ciento, siendo dos por ciento lo mínimo adecuado para este tipo de análisis (Imbrie, 1971; Webb y Bryson, 1972).

El análisis PCA se realizó con valores escalados y normalizados y para la visualización de dicho análisis se utilizó la función fviz\_pca del paquete factoextra que depende del sistema ggplot2 (Wickham, 2009). Esta misma función se utilizó también para el análisis biplot entre

las especies y sus biozonas con la finalidad de visualizar la distribución de las asociaciones por intervalos de tiempo en el Holoceno Tardío.

#### **b) XRF**

Para el Análisis de Componentes Principales (PCA) de los datos XRF, se seleccionaron 13 elementos geoquímicos (Si, K, Ti, Zr, Rb, Fe, Co, Mn, Ca, Zn, Cu, Cr, Sr). Al igual que en el caso de las diatomeas, se realiza el análisis PCA con la finalidad de observar comportamientos similares entre diferentes elementos e identificar su asociación, origen y contribución. Este análisis también se realizó utilizando la función PCA en el paquete factomineR. Para la visualización del PCA también se utilizó la función fviz\_pca del paquete factoextra que depende del sistema ggplot2.

#### **c) Análisis canónico de variables**

Se realizó un Análisis de Correspondencia Canónica entre las principales variables físicas, geoquímicas y biológicas con la finalidad de encontrar principales gradientes ambientales en el Lago. Para el análisis CCA se utilizaron las funciones “cca” y “plot.cca” del paquete R vegan version 2.5-6 (Oksanen et al., 2007), cuyos valores fueron estandarizados con las mismas funciones.

## IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1 Resultados

#### 4.1.1 Variabilidad especiológica de Diatomeas e Índices de Diversidad

##### a) Abundancia relativa de Diatomeas

Se identificaron 208 especies de diatomeas y 47 géneros en las muestras analizadas las cuales fueron utilizadas para el cálculo de su abundancia relativa. La **Figura 11** muestra la variabilidad de las especies de diatomeas que tienen una abundancia relativa superior al cinco por ciento además de la concentración e índices de diversidad en los últimos 2000 años. El gráfico muestra que las especies más abundantes son: *Staurosira venter*, *Aulacoseira alpígena* y *Aulacoseira válida* con abundancias relativas mayores a 30 por ciento. Así también, la Concentración de Diatomeas varía entre 15 hasta  $140 \times 10^6$  valvas/gr de sedimento seco aproximadamente.

En la **Tabla 2** se muestra el porcentaje de diatomeas como abundancia relativa en las láminas analizadas que corresponden a los últimos 2000 años, siendo 11 especies las que han tenido una abundancia mayor al 10 por ciento en algún momento de este periodo de tiempo.

Tabla 3: Abundancia Relativa de especies de diatomeas por cada año registrado

Años A.D.	Ach. sub	Achu m. min	A. alp	A. amb	A. it	A. val	C. plac. eug	En. neo	Eu. cf inc	G. tack	Nav. aff sem	Nav. spp	Nup. spec cf pra	Pl. freq	Psedira. brev	Sta. Cons	Sta. ven	Sta. lau. vul	Stauilla. pin
1920	0	2.6	1.1	0.9	6.8	0	0	1.1	0.3	0	9.7	3.7	0	0	19.7	0	8.8	0	14
1830	6	0	0	0	2.7	7.7	0	0	1.2	0	0	0	0	0	4.2	11.9	39.6	4.2	6
1710	9.5	0	0	0	0	2	0	6.6	1.1	0	0	0.6	0	0	2.6	20.1	26.4	8.9	0.6
1590	6.5	0.3	16	8.6	0	26.5	0	0.9	2.5	0	0	1.2	0	0	0.6	2.2	22.8	1.5	0.3
1470	6.8	0	13.8	3.1	0	0	0	1.2	5.5	0	0	3.7	0	0	4.6	4.3	30.5	3.1	0.3
1380	1.9	1.3	16.4	3.2	0	41.6	0.3	2.2	0.9	0	0	0	0	0	1.9	1.3	11.4	0.9	0
1300	4.3	3.7	1.8	0	1.8	0	0.3	0.6	3.7	0	0	0.3	0	0	0.6	3.7	54.7	3.1	3.4
1240	12.7	1.6	17.1	0.3	5.1	0.6	1	1.9	7.6	0	0	0	0	0	1	0.6	23.8	0.6	0
1170	1.2	3.7	15.6	1.2	0	0	1.2	0.3	2.2	5.9	0	0	0	34	0	2.8	10	1.6	0
1110	7.5	2.7	41.9	0	0	0.3	2.1	0.3	7.5	0	0	0.6	4.2	0	0	0	6	0	0
1030	0.3	0	34.3	0	0	0	8.9	0.3	7.3	0	0	4.9	9.8	0	0	0	2.4	0	0
940	0	0	23.7	0	0	0	8.2	0	2.5	0	0	8.5	9.1	0	0.3	0	11.7	0	0.3
670	0	0.9	18.2	0	0	0	5.2	1.5	4	0	0	1.9	2.8	0.9	0	0	34.3	0	0.3
580	3.1	3.7	1.9	0	0	0	4	0.3	2.5	0	0	0.3	5	1.2	1.9	0.6	40.5	4.7	1.6
490	1.6	4.4	6.9	0	0	0	6.9	2.2	5.3	0	0	0	13.2	0.3	0.3	0	29.6	0.9	0.3
410	0.9	4.9	0.6	0	0	1.9	3.4	0.6	2.2	0	0	0.6	7.4	0.6	0.3	0	39.2	4	9
320	1.2	3.6	12.4	0.6	0	6.2	5.3	1.2	5.6	0	0	2.4	8	2.1	0	0	29.3	0	0.6
230	8.8	8.5	3.8	0	0	2.8	8.8	2.2	9.1	0	0	1.3	14.2	2.8	0.9	0	3.2	3.5	0.3
140	2.3	13.6	10	0	0	0.6	3.9	2.6	1.3	0	0	0	9.1	1.3	0.6	0	27.8	0	1



## b) Identificación de Zonas

### *Zona 5 (0 – 700 A.D.)*

La Zona 5 comprende aproximadamente los primeros 700 años del testigo y es una Zona de un crecimiento bajo pero constante de la CD, variando entre cero y un valor máximo de cerca de  $500 \times 10^6$  valvas de diatomeas/gr.sed.seco. Esta zona alcanza su máxima abundancia entre los años 500 y 600 A.D.

En este periodo, la especie *Staurosira venter* muestra un aumento de abundancia a partir del año 300 A.D que va de 20 a 40 por ciento aproximadamente entre los años 500 y 600 A.D. Esta variabilidad tiene una tendencia parecida a la variabilidad de la CD y es la más abundante en esta zona. La segunda especie más abundante en esta zona es la *Aulacoseira alpígena*, cuya abundancia varía de cero a 30 por ciento, alcanzando su máxima abundancia al final de esta zona. Ambas especies tienen un comportamiento opuesto en este periodo

Otras especies que muestran su máxima abundancia en esta zona son: *Nupela* cf. *praecipua* y *Achnantheidium minutissimum complex* que llegan a alcanzar valores de abundancia de más de 10 por ciento en esta zona. Otras especies con presencia de casi 10 por ciento y como segunda zona de máxima abundancia son: *Cocconeis placentula* var. *euglypta* y *Eunotia* cf. *incisa* con una variabilidad similar a la *Nupela* cf. *praecipua*. En un menor grado, también hay presencia de *Aulacoseira válida*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira pinnata*, *Planothidium frequentissimum*, *Psammothidium subatomoides*, *Staurosira laucensis vulpina*, *Naviculadicta* spp. y *Encyonema neogracile*.

Los índices de diversidad muestran que esta zona permanece con valores altos y constantes de riqueza de especies y diversidad en relación con su abundancia.

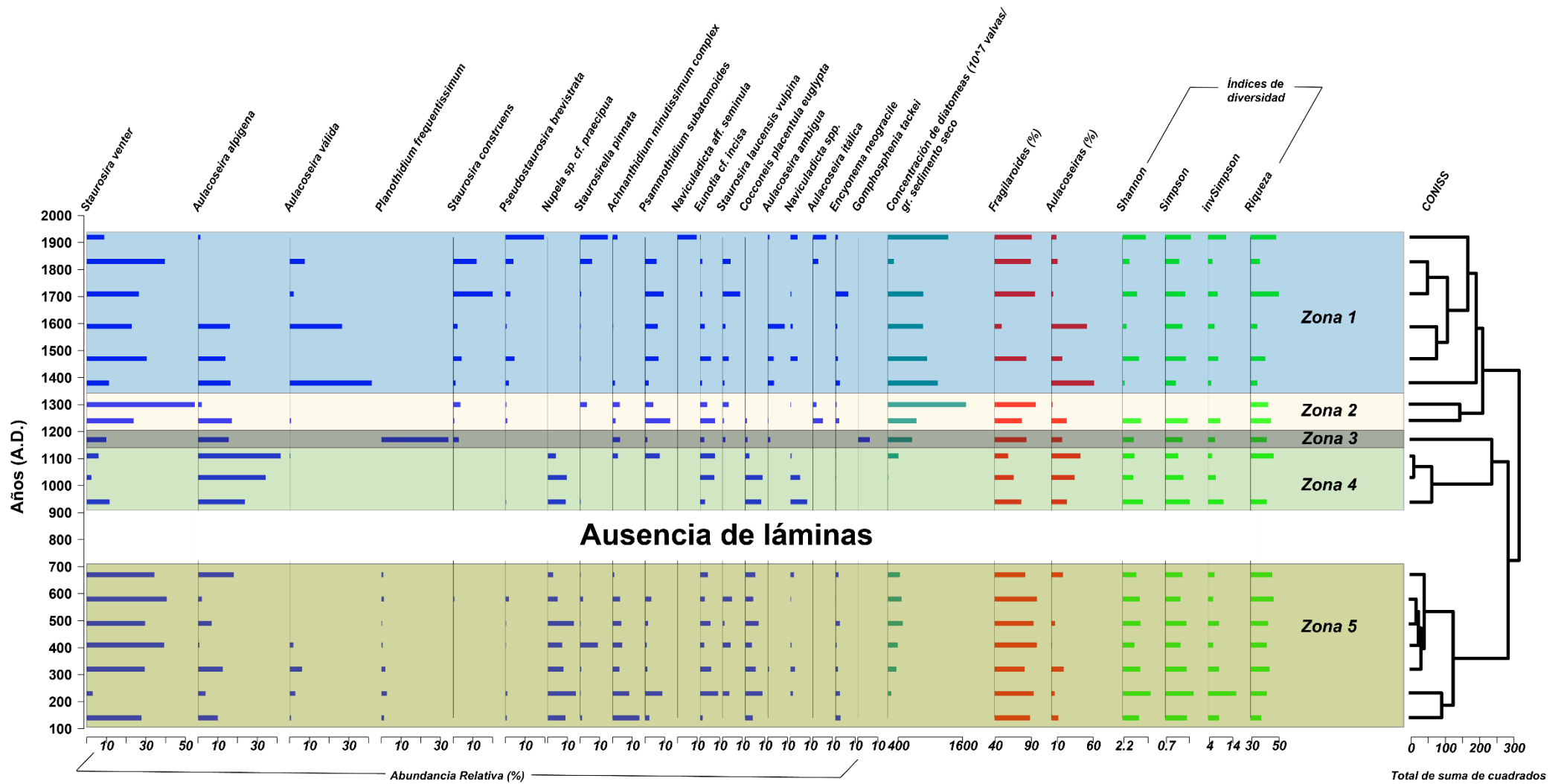


Figura 11: Abundancia relativa, Concentración, agrupaciones y de Diversidad de especies de diatomeas. Junto a ellas, el número de zonas y dendograma realizado a través del CONISS

#### **Zona 4 (900 – 1130 A.D.)**

La Zona 4 comprende aproximadamente 230 años y es el periodo en donde ocurre la mínima CD. En esta zona también se registra la mínima abundancia de la especie *Staurosira venter* en un proceso de disminución y la máxima abundancia de la especie *Aulacoseira alpígena* que incrementa hasta casi 40 por ciento y es la especies más abundante en esta zona. Por otro lado, muchas de las especies desaparecen en esta zona a excepción de: *Nupela sp. cf. praecipua*, *Eunotia cf. incisa*, *Cocconeis placentula var. euglypta* y *Naviculadicta spp.* que muestran incremento alrededor de 10 por ciento. La CD alcanza su mínimo valor aproximadamente en la mitad de la Zona alrededor del año 1000 A.D. para luego incrementar progresivamente casi al final de dicha zona. Con respecto de los índices de diversidad, los índices de Shannon y Simpson aumentan al principio y disminuyen progresivamente con un sentido opuesto a la variabilidad de la CD mientras que la riqueza empieza a disminuir alrededor de 900 A.D. alcanzando valores mínimos alrededor de 1000 A.D. para luego incrementar.

#### **Zona 3 (1130 – 1210 A.D.)**

La Zona 3 se caracteriza principalmente por una alta población de *Planothidium frequentissimum*, con más de 30 por ciento de abundancia relativa. En esta zona también se encuentra la presencia de *Aulacoseira alpígena* con alrededor de 20 por ciento de abundancia y *Staurosira venter* con aproximadamente 10 por ciento. En cantidades mínimas se encuentra la presencia de *Staurosira construens*, *Achnantheidium minutissimum complex*, *Gomphosphenia tackei*, *Eunotia cf. incisa*, *Psammothidium subatomoides*, *Staurosira laucensis vulpina*, *Cocconeis placentula var. euglypta* y *Aulacoseira ambigua*. La CD empieza a aumentar mientras que los índices de diversidad Shannon y Simpson aumentan ligeramente y la riqueza permanece constante.

#### **Zona 2 (1210 – 1350 A.D.)**

La Zona 2 se caracteriza por tener un incremento de *Staurosira venter*, llegando a más de 50 por ciento de abundancia y una reducción en abundancia de la especie *Aulacoseira alpígena* de 20 por ciento hasta valores mínimos. En esta zona también algunas especies registran 10 a más de 10 por ciento de abundancia como *Psammothidium subatomoides* y *Eunotia cf. incisa* que incrementan a comparación de la Zona 3. Otras especies que permanecen con valores mínimos y similares a los de la zona anterior corresponden a *Staurosira construens*, *Achnantheidium minutissimum complex* y *Staurosira laucensis vulpina*. Se registra la

presencia de *Aulacoseira itálica* por primera vez en esta zona y el resto de las especies no se registraron o se registraron con valores no significativos.

La CD incrementa en su máximo valor a casi  $1600 \times 10^7$  valvas/gr. sed.seco. A la misma vez, los índices de diversidad en función de su abundancia aumentan solo al principio y luego disminuye a sus valores mínimos con tendencia opuesta a la CD, mientras que los valores de riqueza permanecen constantes.

### **Zona 1 (1350 – 1920 A.D.)**

La Zona 1 comprende aproximadamente 570 años. La especie *Staurosira venter* tiene una disminución de su abundancia solo al inicio de la Zona para luego empezar a aumentar progresivamente hasta alcanzar valores máximos de aproximadamente 40 por ciento alrededor de 1800 A.D. y luego empieza a disminuir. La segunda especie más abundante es la *Aulacoseira válida* que presenta sus valores más altos en esta zona, con alrededor de 40 por ciento al inicio con una progresiva disminución, pero con una constante presencia de valores altos en casi toda la Zona. La *Aulacoseira alpígena* tiene presencia en esta zona solo en la primera mitad hasta alrededor de 1600 A.D. con valores similares a los de la zona anterior de alrededor de 20 por ciento. En esta zona también se tiene la mayor abundancia de la *Staurosira construens* y *Pseudostaurosira brevisstrata* principalmente en la segunda mitad de la Zona y en la parte más reciente del testigo respectivamente, alcanzando valores cercanos a 20 por ciento. El incremento de estas especies ocurre de manera paralela con la disminución de la *Aulacoseira alpígena* y *válida*. Las especies *Staurosira pinnata*, *Naviculadicta* aff. *seminula* y *Aulacoseira itálica* también incrementan su población en la parte final de la Zona con valores cercanos al 10 por ciento. Especies como *Psammothidium subatomoides* y *Staurosira laucensis vulpina* tienen presencia de cerca de 10 por ciento en casi toda la Zona y con una variabilidad similar a la de la *Staurosira construens* mientras que las especies *Eunotia* cf. *incisa* y *Aulacoseira ambigua* tienen una mayor presencia en la primera mitad de la Zona para luego desaparecer en la parte más reciente del testigo. La especie *Encyonema gracile* presenta su mayor abundancia en esta zona. La CD de diatomeas disminuye, pero hacia aproximadamente la mitad de los valores alcanzados en la zona anterior a excepción del periodo 1700 – 1800 A.D. donde ocurre una disminución hacia valores mínimos y luego empieza a aumentar. Los índices de Shannon y Simpson muestran que la diversidad de especies en función de su abundancia empieza a aumentar luego de una disminución en la zona anterior. Existen algunos intervalos de ligera disminución y en

promedio con una diversidad menor a la de las Zonas 5 y 4. La riqueza de especies muestra valores bajos a comparación de las otras zonas a excepción del periodo 1600 -1700 A.D. donde existe un incremento.

#### **4.1.2 Uso de indicadores DAR, TOC, LOI y BSi para inferir productividad**

La **Figura 12** muestra cómo los indicadores que representan el contenido de materia orgánica, carbono orgánico, contenido de BSi y tasa de acumulación de diatomeas fluctúan durante el Holoceno Tardío. Tanto el TOC como LOI 550 tienen una variabilidad similar en todo el testigo con incrementos máximos en la Zona 4 y mínimos en la Zona 1. El porcentaje TOC es en magnitud la mitad de los valores expresados en LOI 550. Por otro lado, el Flujo Clástico sigue una variabilidad en sentido opuesto a los cambios de LOI 550 y TOC, teniendo el primer mayor incremento finalizando la Zona 5, siguiendo con una disminución de valores en la Zona 4, un nuevo incremento en las Zonas 2 y 3 y un máximo incremento en la Zona 1.

Los valores DAR tienen un comportamiento similar con el Flujo Clástico hasta la Zona 2, donde alcanza su máximo incremento para luego empezar a disminuir progresivamente a diferencia del Flujo Clástico en esta zona.

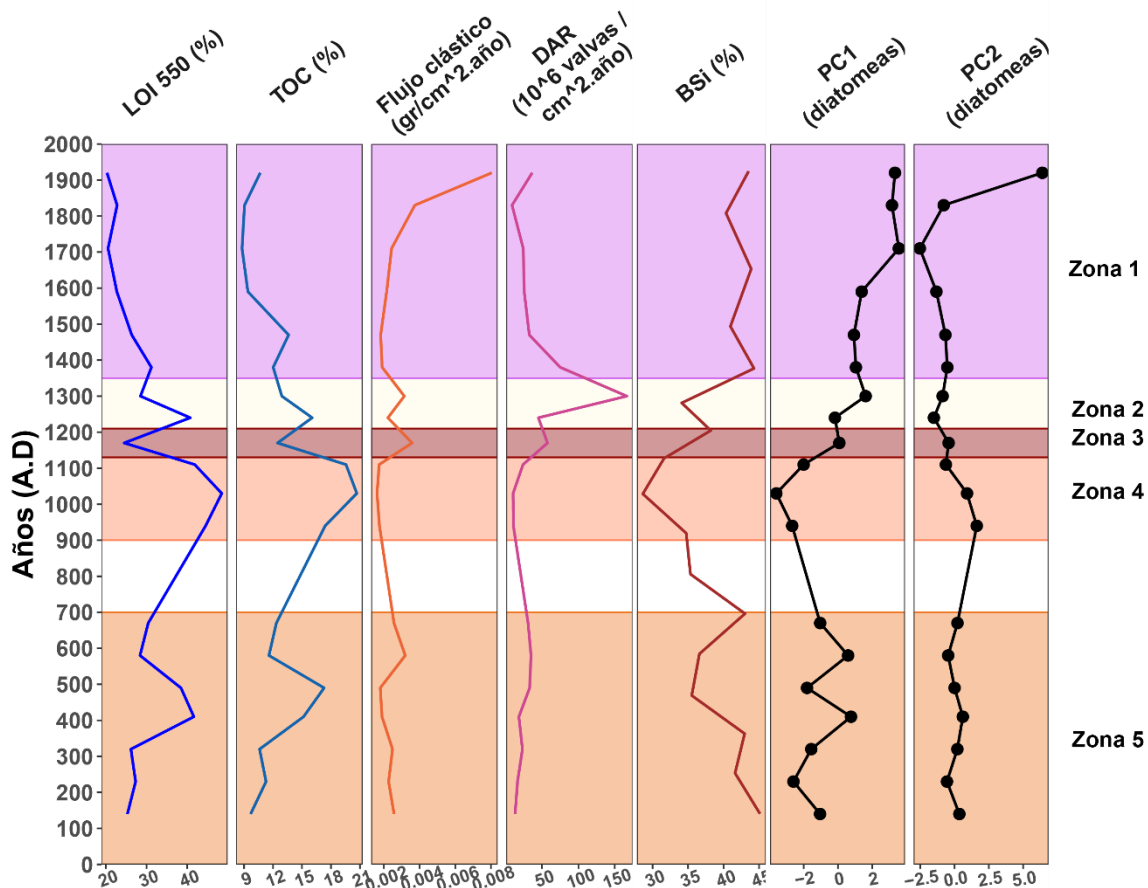


Figura 12: Inferencia de la variabilidad de productividad primaria basada en cambios ambientales a través de los cambios de Pérdida por Ignición del sedimento (LOI), Carbono Orgánico Total (TOC), Tasa de Acumulación de Diatomeas (DAR) y Sílica Biogénica (BSi)

Finalmente, la BSi tiene sus valores más altos en las Zonas 5 y 1 con valores mínimos en la Zona 4. En las Figuras 12 y 13 también se puede observar que el componente principal 1 (PC1) de diatomeas varía de manera similar al BSi y fragilaroides mientras que el PC2 se comporta de manera similar a las aulacoseiras y a la variabilidad del TOC y LOI 550 a excepción de los niveles más recientes en la Zona 1.

En la **Figura 13** también se presenta una comparación entre la variabilidad de los elementos sedimentológicas e indicadores biológicos del Lago y la variabilidad de principales variables del testigo de hielo del Quelccaya (Thompson et al. 2013).

También se puede observar que en los primeros 600 años, las especies aulacoseiras mantienen una población baja pero estable entre cero y 20 por ciento mientras que las fragilaroides mantienen una población estable y alta que va entre 80 y 100 por ciento de abundancia relativa. El porcentaje de BSi disminuye de 45 a 35 por ciento aproximadamente.

En el periodo que va de 600 a 1100 A.D se puede distinguir un cambio pronunciado en las variables como el aumento máximo la materia orgánica que alcanza valores de casi 50 por ciento y aumento de aulacoseiras que van de cero a 40 por ciento. En este mismo intervalo de tiempo el Flujo Clástico disminuye a sus valores mínimos, al igual que la CD, valores DAR, porcentaje de BSi y la abundancia relativa de fragilaroides que disminuye de casi 100 hasta 50 por ciento.

Entre 1100 y 1400 A.D., las aulacoseiras disminuyen nuevamente hasta sus valores mínimos y las fragilaroides aumentan hasta valores máximos en paralelo con la disminución de materia orgánica y el incremento de CD, DAR, Flujo Clástico y BSi.

Las aulacoseiras tienden a aumentar inmediatamente luego de 1400 A.D. con una población alta hasta 1600 A.D. aproximadamente y luego disminuyen mientras que la población de fragilaroides se incrementa en este periodo al igual que los valores de BSi.

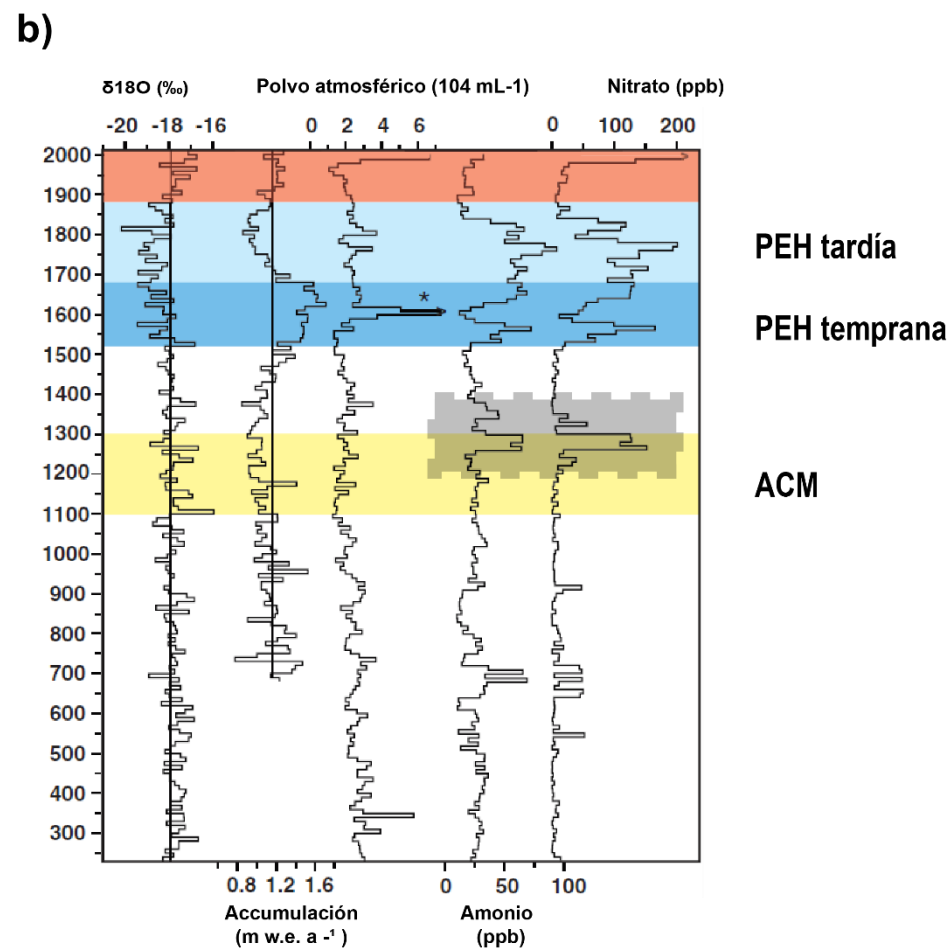
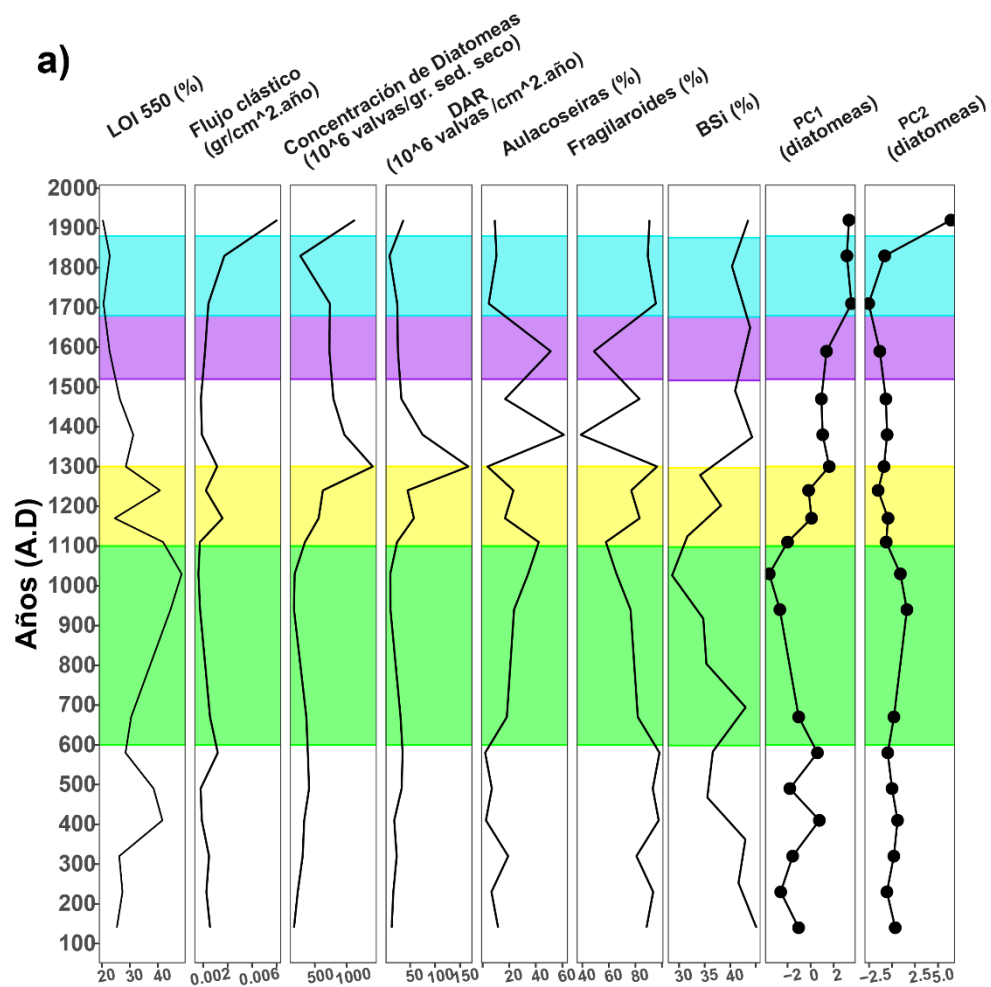


Figura 13: Variabilidad de las principales variables sedimentológicas. a) Principales variables sedimentológicas y biológicas del testigo del lago Yanacocha y b) Principales variables del testigo de hielo del Quelccaya (Thompson et al. 2013). Se resalta de color amarillo, púrpura y cian de manera común a ambos testigos a los periodos de la ACM y PEH. Además de color verde en el testigo Yanacocha para indicar una zona relevante de variabilidad en el testigo.



### **4.1.3 Variabilidad de indicadores físicos y geoquímicos y asociaciones de diatomeas**

#### **a) Variabilidad física y geoquímica**

Como indicador terrígeno se considera al Titanio (Ti) como el elemento principal y a las razones divididas entre Ti como indicadores no terrígenos como Si:Ti para Sílica Biogénica y Fe:Ti para fuentes de hierro no terrígenas. La **Figura 14** muestra la variabilidad de los elementos geoquímicos provenientes del análisis XRF así como algunas variables sedimentológicas para comparar las tendencias y ver si existen patrones de variabilidad similares y/o opuestos que puedan explicar la composición y procesos sedimentológicos en el Lago.

El primer incremento de Flujo Clástico se da en el periodo de 550 y 800 A.D. y coincide con un periodo de disminución de LOI 550, Mn:Fe, Ca, Mn, Si y Ti. Este mismo periodo también coincide con un aumento de BSi (%), Zr:Rb al final del periodo y un aumento ligero de Ca:Ti.

El periodo de tiempo conformado entre 800 y 1100 A.D. muestra marcada variaciones de los elementos. En este periodo se tienen un pronunciado aumento de LOI 550, incremento de Mn:Fe, Zn, Si y Ti. A la misma vez existe una disminución de los elementos: BSi (%), Si:Ti, Zr:Rb, Co, Fe, Fe:Ti y Ca:Ti. Sin embargo; los indicadores Ca:Ti y Zr:Rb muestran un pronunciado aumento al inicio de este periodo, correspondiendo a sus máximos incrementos en todo el testigo mientras que Fe, Co y Fe:Ti también tienen un incremento en menor escala en este mismo intervalo al inicio del periodo de transición.

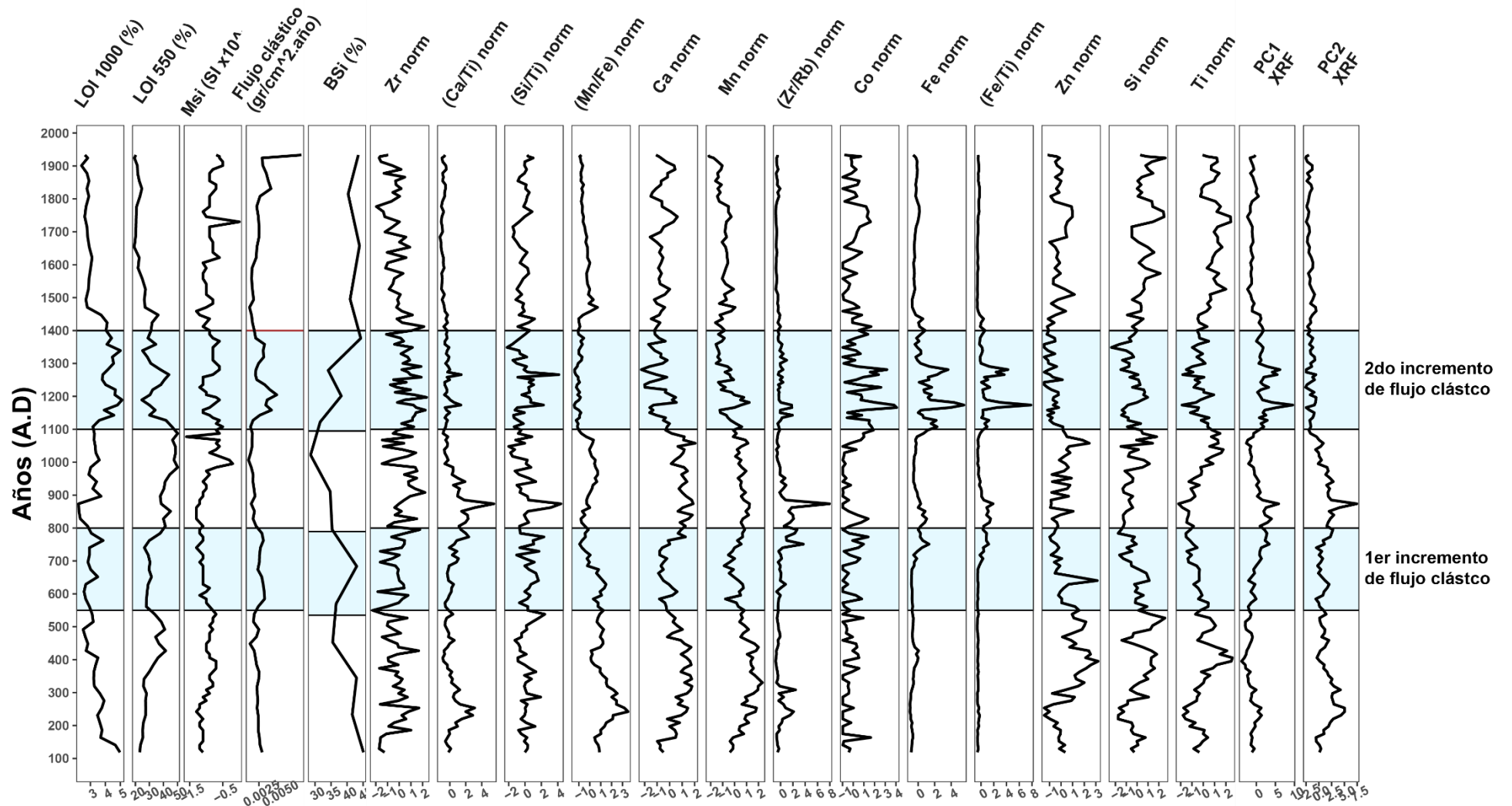


Figura 14: Variabilidad de elementos físicos y geoquímicos. Se resaltan los periodos de incremento de flujo clástico de Stroup et al., 2015.

Los carbonatos, representados por LOI 1000 tienen un porcentaje mínimo en todo el sedimento (0 a 5 por ciento) pero su incremento máximo se da en el periodo del segundo incremento de Flujo Clástico que va entre 1100 y 1400 A.D. Otros elementos que aumentan en este periodo son: Fe, Fe:Ti, BSi (%), Si:Ti, Co, Ca:Ti y Zr:Rb. Por otro lado, también se puede ver la disminución de elementos como LOI 550, Mn:Fe, Zn y Ti. Dentro del aumento de los elementos señalados se destaca a Fe, Co y Co:Ti por presentar su incremento máximo en el testigo mientras que Ca:Ti y Zr:Rb sólo muestran un ligero incremento.

### **b) Análisis de Componentes Principales**

El resultado del análisis PCA (**Figura 15**) para la población de diatomeas otorga al eje 1 un valor de contribución de 0.253 y el eje 2 un valor de 0.196. Se pueden distinguir 3 asociaciones de especies compuestas por:

- a) *Aulacoseira itálica*, *Staurosirella pinnata*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Naviculadicta* aff. *Seminula*
- b) *Cocconeis placentula* var. *euglypta*, *Nupela* sp. cf. *praecipua* y *Aulacoseira alpígena*.
- c) *Psammothidium subatomoides*, *Encyonema neogracile*, *Pseudostaurosira laucensis* var. *vulpina*, *Staurosira construens*.

Por otro lado, el gráfico biplot de especies y zonas muestra la relación entre las zonas y las especies de diatomeas. Dentro de la Zona 5, la especie de *Achnantheidium minutissimum complex* es la que mayor asociación tiene, mientras que en la Zona 4 son las especies *Cocconeis placentula* var. *euglypta*, *Nupela* sp. cf. *praecipua* y *Aulacoseira alpígena*. La Zonas 3 y 2 se encuentra asociada a la especie *Planothidium frequentissimum* y *Staurosira venter*, mientras que la Zona 1 es mejor asociada a las especies *Aulacoseira válida* y *Aulacoseira ambigua*.

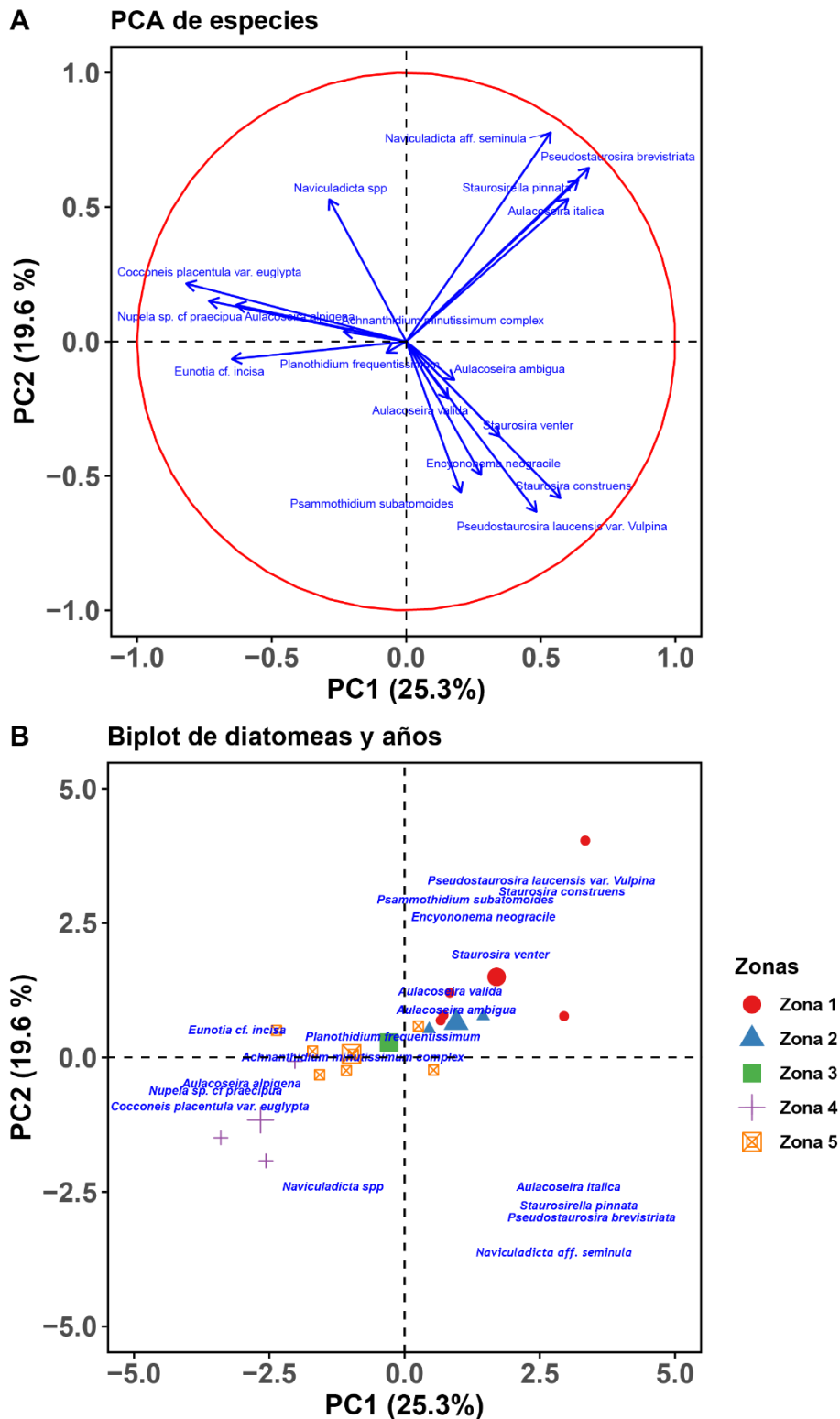


Figura 15: Análisis de Componente Principales de diatomeas- Se muestra en A) especies y B) Biplot de especies y zonas

El resultado del análisis PCA (**Figura 16**) de los elementos geoquímicos muestra que el Componente Principal 1 (PC1) brinda un valor de proporción de variancia igual a 0.3417 explicando el 34.2 por ciento de la variabilidad, mientras que el Componente Principal 2 (PC2) registra un valor de proporción de variancia igual a 0.1961 explicando el 19.6 por

ciento de la variabilidad de los elementos. Dentro del eje PC1 los elementos con valores más altos son: K = -0.4167, Ti = -0.3989, Rb = -0.3924, Si = -0.3614 y Zn = -0.3227 mientras que en el PC2, los elementos con mayores valores son: Ca = -0.5265, Mn = -0.5370

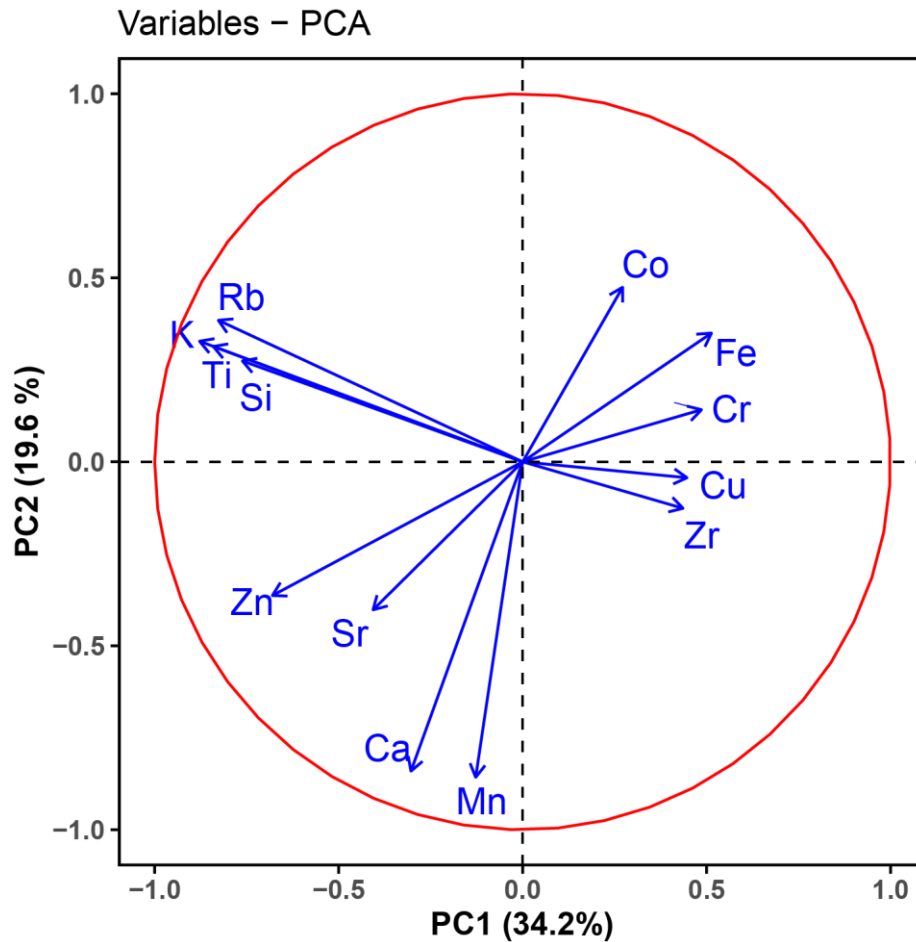


Figura 16: Análisis PCA de los elementos XRF

El PCA de los elementos geoquímicos muestra como ciertos elementos se agrupan por su similar variabilidad como:

- a) K, Ti, Rb y Si
- b) Ca y Mn
- c) Cu y Zr
- d) Fe y C

El Análisis de Correspondencia Canónica CCA (**Figura 17**) de las variables físicas, químicas y biológicas seleccionadas, muestra las principales correlaciones positivas como asociaciones:

- Materia Orgánica, Carbono orgánico, *Cocconeis placentula* var. *euglypta* y *Nupela* sp. cf. *praecipua*.
- Flujo Clástico, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Aulacoseira itálica* y *Naviculadict. aff. seminula*.

El resto de las variables no presentan correlaciones positivas significativas.

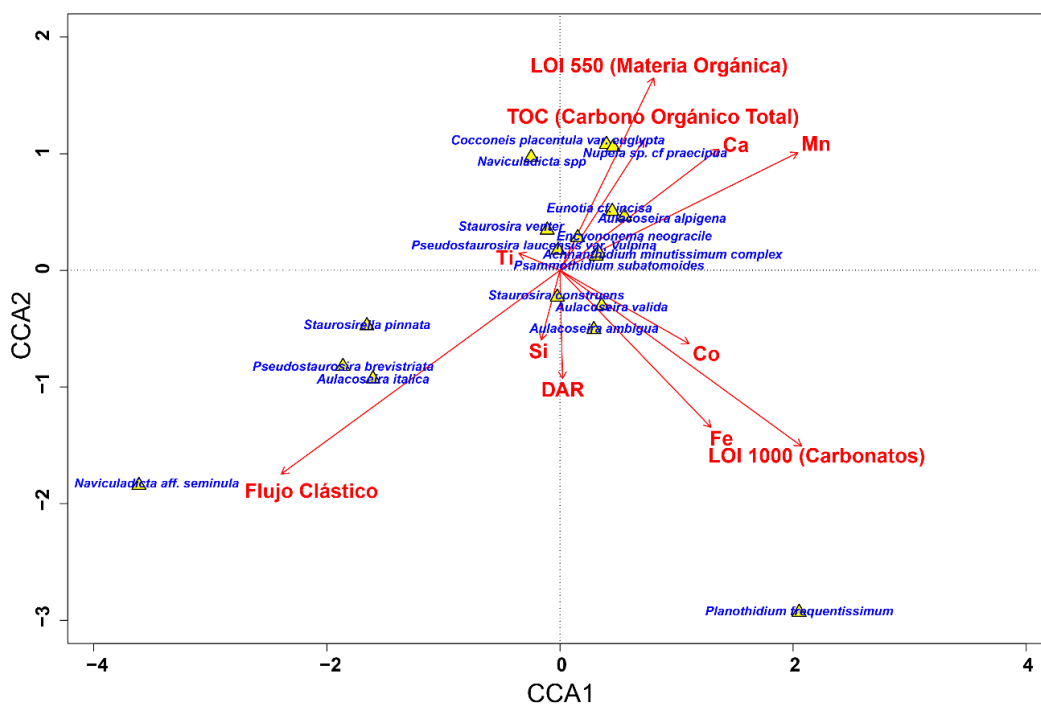


Figura 17: Análisis de Correspondencia Canónica entre las principales variables físicas, químicas y biológicas

## 4.2 Discusión

### 4.2.1 Variabilidad especiológica de Diatomeas e Índices de Diversidad

Michelutti et al. (2015), analiza la variabilidad de especies de diatomeas en sedimentos de lagos altoandinos con características similares al lago Yanacocha alrededor del Quelccaya, en el que la población de diatomeas, antes de 1966, se encuentra liderada por diatomeas del tipo bentónicas y principalmente por pequeñas fragilaroides (*S. pinnata*, *S. venter*, *S. construens*, *P. pseudoconstruens*, *S. brevistriata*) y *Achnanthisdium minutissimum* como en el caso del lago Yanacocha. También se encontraron, en menor proporción, especies plantónicas o tytoplantónicas que incluye *F. tenera* and *F. nanana*, *Aulacoseira alpigena* y restos de *Tabellaria flocculosa*.

El lago Yanacocha se encuentra a una altura de casi 5000 metros, muy por encima de la línea de árboles y esto podría ser otro factor que explicaría la presencia de diatomeas de menor tamaño, ya que esta mayor distancia hacia la línea de árboles estaría relacionada a la disponibilidad de nutrientes, duración del tiempo de crecimiento estacional y tasas de crecimiento de diatomeas (Smol y Stoermer, 2010).

Se han encontrado características similares en lagos someros de elevación en otras regiones como en Costa Rica y el lago de las Morrenas. Este lago, de manera similar a los lagos altoandinos, es un lago glaciar polimíctico, frío y cristalino que registra presencia de aulacoseiras, como la *A. alpigena*, a lo largo del Holoceno. Este lago registra valores máximos de abundancia de valvas asociados a un bajo nivel de lago (Haberyan y Horn, 2005). Se puede identificar una relación en la presencia de esta especie de diatomeas en lagos someros fríos con zonas de mezcla, independientemente de la latitud en la que se encuentren.

Estudios paleoecológicos han demostrado que, en lagos someros, el cambio de diatomeas bentónicas y epífitas hacia diatomeas plantónicas, indica un proceso de eutrofización del lago (Brenner et al., 1999; C. Sayer et al., 1999; C. D. Sayer et al., 2010; Schelske, 1999). Es por esta razón que el lago Yanacocha mantiene la calidad de sus aguas a lo largo de la escala temporal estudiada debido a presentar principalmente diatomeas de tipo bentónicas y tytoplantónicas con condiciones oligotróficas en todo el registro. Inclusive, algunas

especies de diatomeas no plantónicas encontradas en el testigo del lago Yanacocha como el *Achnanthes minutissimum complex* y la *Staurosira venter*, se encuentran asociadas a concentraciones bajas de nutrientes en lagos someros (H. Bennion, 1994).

La Zona 4 no registra los valores más altos en relación con la CD, sin embargo; registra los índices más altos de diversidad. La diversidad de las comunidades de algas tiende a ser mayor en lagos pocos mineralizados en esta región andina como se demuestra en los lagos altoandinos ubicados en la cordillera oriental de Bolivia, que tienen menor grado de mineralización que los del grupo subandino y de llanura Chaco-Beniana y a la vez mayor diversidad (Maldonado et al., 2011). Esto podría explicar la alta diversidad de diatomeas en el lago Yanacocha a lo largo del registro y su limitada variabilidad en función del grado de mineralización que podría inferirse de los valores de conductividad eléctrica.

La elevada abundancia de *Staurosira venter* y baja abundancia de aulacoseiras en la Zona 5 podrían estar relacionadas a condiciones someras y alcalinas en el Lago como consecuencia de disminución en las precipitaciones y con una tendencia a una intensificación de estas condiciones en la Zona 2 cuando empieza a aumentar la población de la especie *Aulacoseira alpigena* y disminuir la *Staurosira venter*.

Los periodos de aridez a nivel general, no solo se relacionan a la pérdida de especies plantónicas de diatomeas, sino también al incremento de especies bentónicas como la *Staurosira construens* y *Achnanthes marginulata*, asociadas un proceso de disminución de la profundidad del Lago. Trabajos en el lago Wodehouse, indican también un aumento progresivo de especies perifíticas y epifíticas como *achnanthes*, *gomphonemas* y *pinnularias* (Bush y Colinvaux, 1994).

La presencia de *Staurosira venter* también podría indicar condiciones de alcalinidad en el Lago como lo indican en estudios realizados en regiones sub-árticas en Canadá. El intercambio que existe entre especies pequeñas fragilaroides alcalófilas y las especies del complejo *aulacoseira*, representarían también cambios en la alcalinidad del cuerpo de agua (K. Rühland y Smol, 2005).

Algunos géneros perifíticos, como el *achnanthidium*, también tienen presencia en menor medida en esta Zona.



La Zona 4 se encuentra dentro del intervalo de tiempo que comprende el periodo 900 – 1130 A.D. en donde se puede ver un incremento del elemento Ti que podría estar asociado a incremento de precipitaciones luego de una disminución de Ti ocurrido sobre todo en la segunda mitad de la Zona 5 y en la zona de transición entre las Zonas 5 y 4 (700 – 900 A.D.). El intervalo de tiempo de la Zona 4 podría considerarse como el periodo de la Anomalía Climática Medieval en otros testigos en una latitud más al norte de los Andes como el caso de Bird et al. (2011) pero el sur de los Andes Peruanos demuestra que el periodo más árido empieza en 1000 A.D. aproximadamente como se registra en el lago Yanacocha y en el Quelccaya (Lonnie G. Thompson et al., 1994).

La disminución de la especie *Staurosira venter* a sus mínimos valores en la Zona 4, además del aumento de la *Aulacoseira alpígena* a sus valores máximos podría estar relacionado a un aumento del nivel del Lago ocasionado por un aumento de precipitaciones ya que el género *Aulacoseira* se relaciona al incremento del nivel del Lago por lo general y que crean condiciones favorables de especies plantónicas en relación a las bentónicas (Dalton et al., 2018).

Tomando en cuenta la relación Zr:Rb como indicador de vientos (Rydberg et al., 2016), ésta se da con mayor intensidad entre 750 a 900 A.D (**Figura 14**) en un periodo de disminución de Ti sugiriendo condiciones de disminución de precipitaciones y aumento de vientos que podría afectar la composición de diatomeas en la zona de transición entre 5 y 4, sobre todo en especies que son más sensibles a la re-suspensión en la columna de agua como las aulacoseiras.

La especie *A. alpígena* podría ser considerada cosmopolita, encontrada en regiones como Lappland y en las montañas de Escocia, en cuerpos de agua muy diluido (Pascher, Ettl, Krammer, Håkansson, et al., 1991), es decir con poca presencia de nutrientes del tipo oligotrófico como el lago Yanacocha.

La disminución y desaparición de algunas especies alcalófilas bentónicas como las fragilaroides y el incremento, en una escala menor, de especies acidófilas como la *Eunotia* cf. *incisa* podría indicar una ligera disminución del pH con valores más circumneutrales que alcalinos.

La Zona 2 comprende un periodo de disminución de valores de Ti que podría sugerir una disminución en la precipitación y en el nivel del Lago. En esta zona, también se registran los máximos valores de la especie *Staurorira venter* y en general de las fragilaroides y de la CD en paralelo con los valores mínimos de la especie *A. alpígena*.

La ocurrencia de valores altos de Fe y Flujo Clástico en esta zona, podría involucrar un aporte de nutrientes y metales que promoverían la producción de diatomeas bentónicas y sobre todo de especies fragilaroides que han demostrado tener una alta resistencia a concentración de metales provenientes de actividades mineras, a diferencia de las aulacoseiras (Cattaneo et al., 2008). En el estudio de Cattaneo et al. (2008), se seleccionaron lagos que recibieron aporte eólico de metales de actividades mineras, en donde se asocia el cambio de especies de plantónicas a bentónicas, sobre todo fragilaroides, con el momento de la acumulación de metales. Este aporte de metales, de origen minero, también se asocia a un incremento de valores DAR, de manera similar al lago Yanacocha.

Esta zona también se caracteriza por un aumento de la BSi relacionado al aumento de las especies fragilaroides, que podría ser principal componente de la BSi en este periodo de tiempo. Este intervalo de máxima CD, DAR, porcentaje de BSi y abundancia de fragilaroides también registra el intervalo con valores más bajos de los Índices de Diversidad Específica Shannon y Simpson y que podría indicar que la diversidad específica, que se encuentra relacionada a la abundancia, estaría dominada principalmente por el alto número de valvas de la especie *Staurosira venter*. Es así como la disminución de otras especies bentónicas durante este intervalo de máxima abundancia podría explicarse por el aporte excepcional de *Staurosira venter* más que por una reducción en el conteo de valvas y que no necesariamente indica cambio en los parámetros ambientales del Lago.

En otros testigos, como el testigo de hielo del Quelccaya, se registraron valores altos de nitrato y amonio (**Figura 13**) en el mismo periodo de tiempo de la Zona 2 (L G Thompson et al., 2013), considerada la Anomalía Climática Medieval. Estos valores altos de nitrato y amonio podrían ser fuente principal de nitrógeno y podrían promover la producción de diatomeas. La concentración de nitratos ( $\text{NO}_3^-$ ) en los registros de hielo podría estar relacionado con los cambios en la cobertura vegetal de la Amazonía (L G Thompson et al., 1995). En el testigo de hielo del nevado Illimani en Bolivia, Kellerhals et al. (2010) relaciona el aumento de concentración de  $\text{NH}_4^+$  con las emisiones biogénicas de los bosques

tropicales en la cuenca amazónica durante los últimos 1600 años controlado principalmente por el aumento de temperatura registrando los valores máximos entre 1050 a 1300 A.D. y valores menores entre los siglos XV y XVII (inicios de la PEH).

Una alta contribución de nutrientes en un lago somero podría promover una alta producción de diatomeas en la zona pelágica y una disminución de especies bentónicas (Scheffer y Van Nes, 2007); sin embargo, el aumento de las diatomeas en su máximo valor de CD no refleja ninguna máxima producción de especies pelágicas o plantónicas como las aulacoseiras (**Figura 11**), sino todo lo contrario, aumenta la producción de especies bentónicas fragilaroides pequeñas. Esto podría ser explicado debido a que la contribución de nutrientes no sería significativa para cambiar el estado trófico y la producción de aulacoseiras se vería limitada por la presencia de metales como el Fe, al ser una especie sensible a metales de origen de actividades mineras (Cattaneo et al., 2008).

Por otro lado, estudios como el de Stroup et al. (2015) indicarían un intenso transporte eólico de sedimentos en este intervalo como origen del aumento de Flujo Clástico, al comparar el testigo del lago Yanacocha con otro que recibe contribución directa de deshielo glaciar. También se puede encontrar evidencias de transporte eólico de valvas de diatomeas en los testigos de hielo del Quelccaya (Fritz et al., 2015) donde se identifican láminas de polvo atmosférico insoluble como consecuencia de la estacionalidad marcada y presencia de diatomeas de manera paralela a estas láminas, atribuyéndose al viento como el agente de desplazamiento. Las diatomeas encontradas en los testigos de hielo del Quelccaya por lo general fueron pequeñas a moderadas en tamaño en relación con la distribución de las taxas en la región entre 10 a 70  $\mu\text{m}$  de largo y de 3 a 16  $\mu\text{m}$  de ancho. Los tres géneros más comunes encontrados en los testigos de hielo fueron pinnularia, hantzschia y aulacoseira siendo la especie *Pinnularia borealis* la más común, además de ser taxas previamente encontradas en registros de hielo en áreas polares y/o elevada altitud (Burckle et al., 1988; Donarummo Jr. et al., 2003; Gayley et al., 1989; Harper y McKay, 2010; Kellogg y Kellogg, 1996; Papina et al., 2013). El resto de las especies de diatomeas que se encontraron, como *Brachysira vitrea*, *Eunotia sp.*, *Stauroneis sp.*, y *Aulacoseira alpígena*, son características de ambientes acuáticos de baja alcalinidad y de concentración de nutrientes (Camburn y Charles, 2000) además de ser encontrados comúnmente en lagos y humedales de montaña.

La presencia especies como la *Eunotia cf. incisa* en la Zona 2, además del incremento de metales podría indicar que el periodo de alcalinidad baja o circumneutral se pudo prolongar comprendiendo las Zonas 4,3 y 2.

La Zona 1 se caracteriza por cubrir todo el periodo de la PEH además del intervalo posterior al aumento máximo de CD y la parte más moderna del testigo post PEH. En esta zona se registra el mayor aumento de valores de Flujo Clástico en el Lago, asociado a un aporte terrígeno por el aumento de la precipitación en la PEH (Stroup et al., 2015) además de registro de valores elevados de polvo atmosférico asociados a vientos en el Quelccaya (L G Thompson et al., 2013). A nivel regional, la PEH presentó un periodo húmedo entre 1500 y 1720 A.D., seguido por un periodo más árido entre 1720 y 1860 A.D. de acuerdo a los testigos de hielo (Licdardi et al., 2009).

A nivel composicional de diatomeas, durante la PEH se tiene una alta presencia de la *A. válida* que alcanza un 40 por ciento de abundancia relativa y una menor representatividad de la *A. Alpígena* con alrededor del 10 por ciento en este periodo.

Morfológicamente, la *Aulacoseira válida* es larga y altamente silificada y es una especie nórdica alpina y cosmopolita (Houk, 2003), que habita en lagos distróficos y oligotróficos. En este mismo estudio se interpreta la dominancia de la *A. válida* como indicador de incremento de vientos, relacionado con el aumento de la turbulencia en un lago o como indicador de incremento del nivel del lago. Estas condiciones de viento y poca concentración de nutrientes en el Lago pudieron haberse presentado durante la PEH, ya que en este periodo es notorio el incremento de esta especie y que podría indicar también un aumento del nivel del Lago con condiciones húmedas y frías, además de re-suspensión del sedimento que promovería la producción de aulacoseiras. En (Tapia et al., 2003) se asocia a las aulacoseiras con niveles altos del lago y prolongados periodos de zona de mezcla de la columna de agua, mientras que la abundancia de diatomeas bentónicas está relacionada a la disminución del nivel del lago durante la transición del último periodo glacial al inicio del Holoceno en el Lago Titicaca.

La especie *A. ambigua* existe en menor porcentaje, en un rango de 0 a 10 por ciento, y también aparece en esta zona durante la PEH y se encuentra asociada a un incremento del nivel del Lago (Vélez et al., 2005)

La segunda mitad de la PEH o a partir de 1600 A.D., se caracteriza por el aumento de las especies fragilaroides y bentónicas alcalófilas y la disminución de las aulacoseiras, asociándose a una etapa de debilitamiento en las precipitaciones como se indica en (Licdardi et al., 2009) y a un posible incremento de la alcalinidad del Lago que se mantiene hasta el final de la PEH. Los cuerpos de agua en la región de la cordillera del Vilcanota presentan valores de pH normalmente neutros a alcalinos debido principalmente al paisaje de origen glaciar como el sandur (planicie con sedimentos finos de origen de deshielo de glaciar) que contribuyen al transporte de sedimentos de los lagos y al incremento de la alcalinidad de dichos cuerpos (Michelutti et al., 2019).

Existen también trabajos donde se asocian a especies como la *Staurosira venter* y *Staurosirella pinnata*, de condiciones oligotróficas y de cuerpos de aguas dulce, a una alta concentración de sedimentos (Hassan et al., 2006) y que podrían explicar la presencia de estas especies durante periodos de mayor Flujo Clástico en el testigo. De acuerdo a Michelutti et al. (2019), los cuerpos de agua en esta región presentan comúnmente niveles de nutrientes bajo y medio, siendo oligotróficos y mesotróficos principalmente, comparable con otros estudios en la región andina de Argentina, Ecuador y Bolivia (Aguilera et al., 2013; Rogora et al., 2008; Van Colen et al., 2017)

#### **4.2.2 Uso de indicadores DAR, TOC, LOI y BSi para inferir productividad**

Un aumento de productividad biológica en un lago puede afectar algunas características físicas del lago como el pH. Un ejemplo puede ser el lago Pumacocha en los Andes centrales en donde el aumento de la productividad biológica hace que los valores de  $\text{CO}_2$  disuelto disminuyan generando que la concentración de  $\text{HCO}_3^-$  aumente y de esta manera el pH y alcalinidad empiezan a aumentar, promoviendo condiciones para la precipitación de calcita autigénica (Bird et al., 2011).

La productividad primaria en un lago puede representarse a través de diferentes indicadores como el DAR, TOC, LOI o BSi pero esto va a depender de las distintas características y proceso que ocurran en el lago. En el testigo del lago Yanacocha, la mayor presencia de materia orgánica y TOC ocurre en paralelo con la mínima concentración de BSi y de forma análoga, los momentos de mayor concentración de BSi ocurren cuando los valores de TOC

son mínimos, sugiriendo que la fuente de carbono orgánico se da principalmente por fuentes alóctonas y la variabilidad del TOC no representaría necesariamente la productividad primaria del Lago. La presencia de TOC en lagos someros por lo general depende de las zonas litorales o de producción primaria fuera del lago (R. G. Wetzel, 2001d)

Al tener tendencias similares entre LOI 550 y TOC, también se puede sugerir que la presencia de materia orgánica se encuentra principalmente influenciada por la productividad de la cuenca del Lago que se caracteriza, en el presente, por la presencia de vegetación alrededor del Lago (Beal et al., 2013) que podría ser la principal fuente aportante de la presencia de carbono orgánico. Esta señal también sugeriría que la presencia de materia orgánica como parte de detritos en el Flujo Clástico sería mínima.

TOC y Ti no necesariamente covarían en todo el testigo, pero las tendencias de incremento y disminución se mantienen por lo menos en todas las zonas a excepción de la Zona 1 donde indican direcciones opuestas. En la Zona 4 ocurre el aumento máximo de TOC en el registro y a la misma vez también existen valores de incremento de Ti, lo que podría sugerir eventos de inundación por las lluvias que transportarían el contenido orgánico hacia el Lago. Por otro lado, en la Zona 1, y especialmente durante la PEH, se puede apreciar un efecto opuesto a la Zona 4, ya que la Zona 1 es el periodo de mayor precipitación y a la misma vez de mayor arrastre de elementos clásticos, representado por su máximo valor de Flujo Clástico. La ausencia de altos valores de Flujo Clástico en la Zona 4, reforzaría la idea de una intensidad de precipitación menor al de la Zona 1 y que se limitaría a eventos de inundación en la red de drenaje del Lago mientras que los valores altos de Flujo Clástico en la Zona 1 sugeriría intensidad de precipitaciones y vientos mayores al de la Zona 4, activando canales que conectarían el Lago con el paisaje glaciar, transportando material clástico a través del viento y de manera superficial.

El indicador BSi no representa únicamente los cambios en la producción de diatomeas ya que otros organismos como por ejemplo crisófitas y fitolitos, que tienen en su composición BSi, también son considerados para el cálculo (Recasens et al., 2014). De esta forma, el porcentaje de BSi sí podría indicar, de una manera más precisa que el TOC en este lago, los cambios en la productividad primaria ya que su cálculo no se restringe sólo a una especie y hace referencia a la concentración de la biomasa.

Como análogo de la productividad primaria del lago, la productividad de diatomeas también podría reflejar estos cambios, pero requiere analizar qué tipo de información nos están dando indicadores como DAR, CD o BSi en el lago Yanacocha. En este lago, los valores de BSi dependen tanto del tamaño, la densidad y abundancia de diatomeas en cada nivel mientras que los valores DAR dependen del número de valvas de diatomeas y no tanto de la especie. En el lago Yanacocha, por ejemplo, se pueden encontrar los máximos valores de BSi (entre 40 y 45 por ciento) en las Zonas 1 y 5 y que corresponden a valores bajos de CD y DAR. Esto se explica debido a la diferente composición especiológica, por ejemplo, la Zona 1 tiene máximos valores de aulacoseiras altamente silicificadas, sobre todo *A. válida* mientras la Zona 5 se compone principalmente de fragilaroides pequeñas. Buczkó et al. (2013) por ejemplo, asocia el aumento de diatomeas bentónicas al aumento de valores de LOI y a la disminución de valores de BSi mientras que un aumento de aulacoseiras se asocia a condiciones opuestas. Al relacionarse la BSi con la biomasa y no necesariamente con el número de valvas, ésta podría sugerir un mejor indicador de productividad basada en diatomeas, asumiendo que la mayor parte de especies que contienen BSi son diatomeas y que la productividad se basa en la transferencia de energía dependiente de la biomasa.

La etapa de mayor productividad se registra en la Zona 2, en donde la concentración de BSi tiene un incremento máximo que va de alrededor de 30 hasta 50% en la composición del sedimento y que coincide con el incremento máximo de la CD y DAR en particular de las fragilaroides bentónicas. La productividad basada en diatomeas en la Zona 2, por lo tanto, es influenciada principalmente por la composición de especies fragilaroides pequeñas y bentónicas debido a que tienen una muy alta concentración. En esta zona, la **Figura 13** muestra que en el testigo de hielo los valores de polvo atmosférico, como indicador de vientos, es relativamente bajo (L G Thompson et al., 2013) pudiendo atribuirse el origen del Flujo Clástico a actividades antropogénicas como minería o abandono de terrazas agrícolas de la cultura Tiahuanaco que coincide con este periodo (Binford et al., 1996) y que podría importar nutrientes que promoverían la producción de diatomeas. Para el mismo intervalo de tiempo L G Thompson et al., (2013) también registra aumento súbitos de Nitrato y Amonio, sobre todo al finalizar el periodo ACM que podría también registrarse en el Lago como fuente de nitrógeno y al no tener condiciones húmedas o acompañada de alta intensidad de vientos, predominarían las especies bentónicas y fragilaroides sobre aquellas como las tycoplantónicas y aulacoseiras.

En cuanto a la productividad de las aulacoseiras, éstas tienen su primer periodo de aumento de productividad en la Zona 3, en donde ocurre también el mayor aumento de TOC y LOI, y en particular de la especie *Aulacoseira alpígena* y esto podría explicarse debido a que las aulacoseiras están presentes en condiciones de turbidez del Lago o de materiales húmicos (Kilham y Kilham, 1975). En Buczkó et al. (2013), la disminución de LOI 550 va acompañada de una disminución de *A. alpígena* pero no necesariamente de *A. ambigua* como en el caso del lago Yanacocha. En este periodo L G Thompson et al., (2013) registra valores relativamente altos de polvo atmosférico, como se observa en la **Figura 13**, que indicarían condiciones de viento y que también influenciaría en la producción de aulacoseiras a través de turbulencias en la columna de agua.

#### **4.2.3 Variabilidad de indicadores físicos y geoquímicos y asociaciones de diatomeas**

Se tiene literatura como Rydberg et al. (2016) quien enfatiza el rol relevante del viento en el transporte de sedimentos en paisajes áridos y proglaciares, con material sedimentario del tamaño del grano de limo o arena, causado por acción del hielo en este tipo de geografía. De manera análoga en la zona de estudio, se podría considerar presencia de vientos durante intervalos áridos como agente transportador de sedimentos. Como uno de los proxys para determinar la sedimentación eólica en un depósito proglacial, Rydberg et al. (2016) utiliza la relación de Zr:Rb en la composición de los sedimentos lacustres ya que el Zr se encuentra predominantemente en material eólico como limo y arena mientras que el Rb se encuentra más comúnmente en material terrígeno como las arcillas. Sin embargo, Zr:Rb no necesariamente indicaría señales de vientos húmedos que existen en la región del Lago como consecuencia del Monzón sudamericano.

En el lago Yanacocha, se asume que el principal elemento terrígeno podría estar representado por el Titanio (Ti) ya que es un elemento común en la presencia de detritos y usualmente utilizado como indicador de transportes detríticos. En el análisis PCA, el Ti se agrupa con el K, Rb y Si que son elementos que conforman los siliciclastos. En el periodo 800 – 1100 A.D., tanto la materia orgánica (LOI 550) como Ca, Mn, Zn, Ti y Mn:Fe aumentaron también, posiblemente por un aumento progresivo de las precipitaciones y arrastre de material terrígeno y materia orgánica de alrededor del Lago.



Los dos incrementos de Flujo Clástico (550 – 800 y 1140 -1370 A.D.) atribuidos a agentes de viento en Stroup et al. (2015), se sitúan dentro de periodos previamente identificados como áridos que incluyen los intervalos 540 – 610, 650 – 730, 1040 – 1490 y 1720 – 1860 A.D., de acuerdo a los testigo de hielo del Quelccaya (Lonnie G. Thompson et al., 1994). En los testigos del Quelccaya se registraron valores altos de polvo atmosférico en todo el periodo que coincide con el primer Flujo Clástico del lago Yanacocha, además de valores altos de  $^{18}\text{O}$  en otros registros de los Andes centrales, asociados a una reducción en la intensidad del monzón sudamericano (Bird et al., 2011; Kanner et al., 2013).

En relación a periodos de incremento de Zr:Rb, éstos coinciden con los incrementos de Fe, Co y Fe:Ti en magnitudes diferentes. En el periodo 700 – 900 A.D. que corresponde a los valores máximos de Zr:Rb, los valores de Fe, Co, Fe:Ti aumentan en una escala menor por el mismo periodo de aridez, pudiendo atribuirse al viento como principal mecanismo de transporte de estos metales.

El segundo incremento de Zr:Rb en el intervalo 1100 – 1400 A.D., es un incremento considerablemente menor al primero y que coincide con los valores máximos de Fe, Co y Fe:Ti. Debido a los bajos valores de Zr:Rb en comparación del primer incremento, se podría inferir que el aumento de vientos en este segundo periodo pudo haber sido menor y que los máximos valores de los metales se podrían explicar por el desarrollo de actividades antropogénicas como la minería, agricultura o actividades de erosión de la tierra en general. Estas actividades contribuirían con nutrientes y metales en los sedimentos depositados en este periodo de manera atmosférica. Debido a que la señal de Zr:Rb no es elevada en este periodo y además de presentar valores bajos de Ti, el incremento notorio se podría atribuir a una fuente antropogénica principalmente. El aporte de sedimentos provenientes de la agricultura se podría explicar por el registro de abandono de terrazas agrícolas de la cultura Tiahuanaco que empezó poco antes de 1150 A.D. en esta región (Binford et al., 1996) atribuido a condiciones eólicas pero sobre todo antropogénicas en un periodo de disminución de precipitaciones que podría estar asociado a la Anomalía Climática Medieval. Esta idea se refuerza al identificar que otros archivos climáticos de la región tampoco registran señales de intensidad monzónica o elevada humedad (Stroup et al., 2015). El aumento de la BSi en este periodo también coincide con la abundancia de diatomeas o la concentración de valvas, pudiendo estar relacionado con una mayor productividad debido al aporte de nutrientes en

el Lago, re-suspensión de sedimentos del fondo del Lago que promovería una mayor producción o transporte eólica de valvas de diatomeas de lagos cercanos.

La presencia de valores máximos de LOI 1000 (carbonatos) en esta zona y con una disminución de Ti, podría estar vinculado a procesos que envolverían precipitación de carbonatos como calcita autigénica debido a valores altos de pH y en menor medida a la presencia de metales como el Fe que alterarían los valores REDOX y, como parte de su ciclo del Fe, podrían promover precipitación de carbonatos (R. G. Wetzel, 2001b), sobre todo al encontrarse sobre una geología polimetálica. Sin embargo, este porcentaje sigue siendo insignificante ya que sólo llega al cinco por ciento en su máxima concentración.

La diferente variabilidad entre LOI 1000 y el Ca se puede explicar debido a que el Ca no necesariamente se encuentra sólo como calcita autigénica sino que puede covariar con elementos litogénicos, sobre todo en ambientes volcánicos y glaciares como en el caso del lago Yanacocha, y pueden ser producto de procesos de erosión en la cuenca del Lago o de actividad eólica (Ian y Rotwell, 2015)

Como se mencionó anteriormente, el tercer periodo de aumento de Flujo Clástico ocurre en la Zona 1 y empezando el incremento en la PEH. A nivel regional también se registraron valores bajos de  $^{18}\text{O}$  en registros de los Andes centrales (Bird et al., 2011; Kanner et al., 2013), asociándolos a señales intensas del monzón y atribuyendo a éste la contribución de Flujo Clástico por inundación (Stroup et al., 2015). En los testigos de hielo del Quelccaya se pueden encontrar valores bajos de  $^{18}\text{O}$  y altos de conductividad eléctrica entre 1500 a 1900 A.D., que son característicos de la PEH y que hacen referencia a bajas temperaturas y aumento de velocidad del viento; sin embargo, el periodo húmedo correspondiente al aumento de la acumulación de hielo se da solo entre 1500 y 1720 A.D., seguido por un periodo más árido entre 1720 y 1860 A.D. Este avance glaciar y aumento de la acumulación de hielo al inicio de la PEH podría estar relacionado con el posicionamiento al sur de la ZCI mientras una segunda fase más árida al finalizar la PEH, estaría vinculada con el desplazamiento de la ZCI al norte (Licdardi et al., 2009). Luego de la PEH e iniciando el Periodo Cálido Moderno (PCM) se puede ver un aumento de valores de  $^{18}\text{O}$  y de acumulación neta de hielo en el testigo del Quelccaya.

En el registro de hielo del Quelccaya también se ha podido identificar eventos ENSO que tuvieron dos episodios severos en 500 + 200 y 1100 + 100 A.D. (Moseley, 1983; Shimada,

1981; Lonnie G. Thompson et al., 1994) y que tiene como consecuencias, sequías y aridez en esta parte de los Andes. Estos dos eventos identificados coinciden temporalmente con los periodos de mayor aumento de flujo clástico en el lago Yanacocha relacionado a transporte eólico y que podría ser la consecuencia de eventos ENSO en esas fechas.

Se pudieron identificar 2 variables físicas como gradientes de algunas especies de diatomeas como el TOC y Flujo Clástico.

La *Cocconeis placentula* var. *euglypta* y la *Nupela* sp. cf. *praecipua*. son las especies más sensibles a los cambios del contenido orgánico en el Lago y podrían representar la flora litoral y epífita del Lago ya que el contenido de TOC en lagos someros provendría principalmente de la zona litoral o producción alóctona.

Por otro lado, las especies *Pseudostaurosira brevistriata*, *Aulacoseira itálica* y *Naviculadict. aff seminula*. presentan una mayor tolerancia a concentraciones alta de Flujo Clástico y a concentraciones bajas de carbono orgánico.

Estas especies no son las más abundantes, sin embargo; muchos de los principales cambios ambientales podrían registrarse o influir en especies menos representativas de la comunidad o con menor abundancia. De aquí radica la importancia de analizar tanto especies abundantes como las menos abundantes.

## V. CONCLUSIONES

Un mayor número de eventos climáticos en los últimos 1000 años como la ACM, PEH y PCM pudieron haber intensificado variables y forzantes en la cuenca del Lago como vientos, precipitación, re-suspensión de sedimentos que promoverían una mayor abundancia de diatomeas a comparación del inicio del Holoceno Tardío.

La especie *Aulacoseira alpígena* representaría mejor los procesos de re-suspensión de sedimentos y aumento de nivel del Lago bajo condiciones de niveles altos de materia orgánica. La especie *Aulacoseira válida* sería un mejor indicador del aumento de nivel del Lago en condiciones de bajos niveles de materia orgánica.

La presencia abundante de especies fragilaroides y aulacoseiras, indicarían que el Lago ha tenido características poco variables en carga de nutrientes, teniendo valores relativamente bajos en casi todo el registro conservando su estado oligotrófico.

La fuente principal de carbono orgánico provendría de la zona litoral y/o alóctona del Lago por lo que la variabilidad de TOC no representaría la productividad primaria del Lago y la BSi es un indicador más preciso y cercano ya que considera la biomasa.

Aumento de Flujo Clástico y de metales como el Fe y Co durante los intervalos de alta intensidad de vientos podrían explicarse por actividades mineras pre-incaicas y abandono de terrazas agrícolas que ocurrieran de manera paralela en la zona de estudio.

Las Zonas 2, 3 y 4 se podrían asociar al periodo con la alcalinidad más baja en el Lago durante el Holoceno Tardío debido a la presencia de la especie acidófila *Eunotia cf. incisa*

Los altos valores de CD en la Zona 2 refleja aumento de valvas que pudo haber sido promovido por el transporte eólico de nutrientes hacia el Lago de la forma de amonio o como nutrientes en sedimentos relacionado a actividades antropogénicas promoviendo la producción de diatomeas bentónicas, mientras que el contenido metálico en el flujo limitaría la presencia de aulacoseiras. No se descarta a la re-suspensión de sedimentos y al transporte eólico de valvas de diatomeas de lagos colindantes como orígenes complementarios.

Las especies epífitas y/o litorales del Lago son las que presentan mayor correlación con el gradiente de la variable TOC mientras que la gradiente de Flujo Clástico se asocia con especies que representan una buena calidad de agua.

## **VI. RECOMENDACIONES**

Para una mejor interpretación de los cambios a nivel local, se podrían adicionar otros lagos en la misma zona que permitan comparar los cambios encontrados en el lago Yanacocha. Mientras se tenga un mayor número de registros, mejor se podrá entender los cambios ambientales a un nivel más local, a esto se le denomina set de entrenamiento.

Realizar análisis de diatomeas en muestras de agua y sedimentos recientes que cubran la escala temporal de los últimos 80 años por lo menos ya que la primera lámina de diatomeas del testigo del Yanacocha corresponde a 1920 A.D. aproximadamente. Esto ayudaría a entender mejor la variabilidad de la composición de diatomeas durante el PCM y los impactos del cambio climático actual.

Un análisis complementario de otros indicadores biológicos como polen y microfósiles en el testigo, podría reforzar la información relacionada a actividades antropogénicas o cambios de temperatura en la zona de estudio. Esto ayudaría a delimitar las zonas que son afectadas principalmente por la actividad antropogénica relacionada al cambio de uso de suelo.

Realizar un estudio limnológico en la cordillera del Vilcanota, sobre todo que incorpore la caracterización de población de diatomeas y sus cambios a nivel estacional. Esta información podría ser relevante para entender cómo afecta las estaciones en la población de diatomeas e identificar los periodos de máxima productividad durante el año.

Realizar análisis isotópicos como  $^{18}\text{O}$  en el lago Yanacocha para poder entender el ciclo hidrológico del Lago, así como su línea meteórica local y global. Esto reforzaría el conocimiento de los cambios en el nivel del Lago en el presente y en el pasado tomando muestras de agua y sedimento. Este análisis resulta importante ya que si bien es cierto los testigos de hielo tienen análisis de  $^{18}\text{O}$ , este indicador no solo podría indicar humedad en el hielo, sino también nieve o temperatura, pero en un cuerpo de agua como el lago Yanacocha, es mucho más preciso relacionarlo procesos hidrológicos.

## VII. BIBLIOGRAFÍA

- Abbott, M. B., Binford, M. W., Brenner, M., & Kelts, K. R. (1997). A 3500 14C yr High-Resolution Record of Water-Level Changes in Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research*, 47(2), 169–180. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1881>
- Abbott, M. B., Wolfe, B. B., Wolfe, A. P., Seltzer, G. O., Aravena, R., Mark, B. G., Polissar, P. J., Rodbell, D. T., Rowe, H. D., & Vuille, M. (2003). Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1–3), 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00274-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00274-8)
- Aguilera, X., Lazzaro, X., & Coronel, J. S. (2013). Tropical high-altitude Andean lakes located above the tree line attenuate UV-A radiation more strongly than typical temperate alpine lakes. *Photochemical and Photobiological Sciences*, 12(9), 1649–1657. <https://doi.org/10.1039/c3pp25285j>
- Anderson, B., & Mackintosh, A. (2006). Temperature change is the major driver of late-glacial and Holocene glacier fluctuations in New Zealand. *Geology*, 34(2), 121–124. <https://doi.org/10.1130/G22151.1>
- Anderson, E., Marengo, J., Villalba, R., Halloy, S., Young, B., Cordero, D., Gast, F., Jaimes, E., & Ruiz Carrascal, D. (2011). Consequences of Climate Change for Ecosystems and Ecosystem Services in the Tropical Andes. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*.
- Anderson, N. J., & Battarbee, R. W. (1994). *Aquatic community persistence and variability: a palaeolimnological perspective*.
- Abbott, M. B., Binford, M. W., Brenner, M. y Kelts, K. R. (1997). A 3500 14C yr High-Resolution Record of Water-Level Changes in Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research*, 47(2), 169-180. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1881>



- Abbott, M. B., Binford, M. W., Brenner, M. y Kelts, K. R. (1997). A 3500 14C yr High-Resolution Record of Water-Level Changes in Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research*, 47(2), 169-180. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1881>
- Abbott, M. B., Wolfe, B. B., Wolfe, A. P., Seltzer, G. O., Aravena, R., Mark, B. G., Polissar, P. J., Rodbell, D. T., Rowe, H. D. y Vuille, M. (2003). Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00274-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00274-8)
- Aguilera, X., Lazzaro, X. y Coronel, J. S. (2013). Tropical high-altitude Andean lakes located above the tree line attenuate UV-A radiation more strongly than typical temperate alpine lakes. *Photochemical and Photobiological Sciences*, 12(9), 1649-1657. <https://doi.org/10.1039/c3pp25285j>
- Anderson, B. y Mackintosh, A. (2006). Temperature change is the major driver of late-glacial and Holocene glacier fluctuations in New Zealand. *Geology*, 34(2), 121-124. <https://doi.org/10.1130/G22151.1>
- Anderson, E., Marengo, J., Villalba, R., Halloy, S., Young, B., Cordero, D., Gast, F., Jaimes, E. y Ruiz Carrascal, D. (2011). Consequences of Climate Change for Ecosystems and Ecosystem Services in the Tropical Andes. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*.
- Anderson, N. J. y Battarbee, R. W. (1994). *Aquatic community persistence and variability: a palaeolimnological perspective*.
- Anderson, N. J., Rippey, B. y Gibson, C. E. (1993). A comparison of sedimentary and diatom-inferred phosphorus profiles: implications for defining pre-disturbance nutrient conditions. *Hydrobiologia*, 253(1-3), 357-366. <https://doi.org/10.1007/BF00050761>
- Barko, J W, Hardin, D. G. y Matthews, M. S. (1982). Growth and morphology of submersed freshwater macrophytes in relation to light and temperature. *Canadian Journal of Botany*, 60(6), 877-887. <https://doi.org/10.1139/b82-113>
- Barko, John W y Smart, R. M. (1981). Comparative Influences of Light and Temperature on the Growth and Metabolism of Selected Submersed Freshwater Macrophytes. *Ecological Monographs*, 51(2), 219-235. <https://doi.org/10.2307/2937264>

- Battarbee, R. W. (1986). *Diatom analysis*. Wiley.
- Battarbee, R. W., Jones, V. J., Flower, R. J., Cameron, N. G., Bennion, H., Carvalho, L. y Juggins, S. (2001). *Diatoms BT - Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators* (J. P. Smol, H. J. B. Birks, W. M. Last, R. S. Bradley, & K. Alverson (eds.); pp. 155-202). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1\\_8](https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_8)
- Beal, S. A., Jackson, B. P., Kelly, M. A., Stroup, J. S. y Landis, J. D. (2013). Effects of historical and modern mining on mercury deposition in southeastern Peru. *Environmental Science and Technology*, 47(22), 12715-12720. <https://doi.org/10.1021/es402317x>
- Beal, S. A., Kelly, M. A., Stroup, J. S., Jackson, B. P., Lowell, T. V y Tapia, P. M. (2014). Natural and anthropogenic variations in atmospheric mercury deposition during the Holocene near Quelccaya Ice Cap, Peru. *Global biogeochemical cycles*, 28(4), 437-450.
- Benito, X., Fritz, S. C., Steinitz-Kannan, M., Tapia, P. M., Kelly, M. A. y Lowell, T. V. (2018). Geo-climatic factors drive diatom community distribution in tropical South American freshwaters. *Journal of Ecology*, 106(4), 1660-1672. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12934>
- Bennion, H. (1994). *A diatom-phosphorus transfer function for eutrophic ponds in south-east England. Ph.D. thesis*. 391-410.
- Bennion, Helen. (1995). Surface-sediment diatom assemblages in shallow, artificial, enriched ponds and implications for reconstructing trophic status. *Diatom Research*, 10(1), 1-19. <https://doi.org/10.1080/0269249X.1995.9705326>
- Binford, M. W., Brenner, M. y Leyden, B. W. (1996). *Paleoecology and Tiwanaku agroecosystems BT - tiwanaku and its hinterland : archaeology and paleoecology on an andean civilization* (pp. 89-108). Smithsonian Institution Press. <https://ehrafarchaeology.yale.edu/document?id=sf45-012>
- Binford, M. W., Kolata, A. L., Brenner, M., Janusek, J. W., Seddon, M. T., Abbott, M. y Curtis, J. H. (1997). Climate Variation and the Rise and Fall of an Andean Civilization. *Quaternary Research*, 47(2), 235-248. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1882>

- Bird, B. W., Abbott, M. B., Rodbell, D. T. y Vuille, M. (2011). Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment  $\delta^{18}\text{O}$  record. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3-4), 192-202.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.040>
- Blaauw, M. y Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457-474.  
<https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Bradley, R. S. y Eddy, J. A. (1991). Records of past global changes. *Global changes of the past*, 5-9.
- Bradley, R. S., Vuille, M., Hardy, D. y Thompson, L. G. (2003). Low latitude ice cores record Pacific sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 30(4).  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2002GL016546>
- Brecher, H. y Thompson, L. (1993). Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59, 1017-1022.
- Brenner, M., Whitmore, T. J., Curtis, J. H., Hodell, D. A. y Schelske, C. L. (1999). Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. *Journal of Paleolimnology*, 22(2), 205-221.  
<https://doi.org/10.1023/A:1008078222806>
- Buczko, K., Magyari, E. K., Braun, M. y Bálint, M. (2013). Diatom-inferred lateglacial and Holocene climatic variability in the South Carpathian Mountains (Romania). *Quaternary International*, 293, 123-135.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.042>
- Burckle, L. H., Gayley, R. I., Ram, M. y Petit, J.-R. (1988). Diatoms in Antarctic ice cores: Some implications for the glacial history of Antarctica. *Geology*, 16(4), 326-329.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0326:DIAICS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0326:DIAICS>2.3.CO;2)
- Burkholder, J. M. (1996). *Interactions of benthic algae with substrata*. In: Stevenson, R.J, ML Bothwell & RL Lowe (eds), *Algal Ecology: Freshwater Benthic Ecosystems*. Academic Press.

- Bush, M. B. y Colinvaux, P. (1994). *Tropical Forest Disturbance: Paleoecological Records from Darien, Panama*. 75(6), 1761-1768.
- Camburn, K. E. y Charles, D. (2000). Diatoms of low-alkalinity lakes in the northeastern United States. *Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 18, 1-152.
- Cattaneo, A., Couillard, Y. y Wunsam, S. (2008). Sedimentary diatoms along a temporal and spatial gradient of metal contamination. *Journal of Paleolimnology*, 40(1), 115-127. <https://doi.org/10.1007/s10933-007-9159-1>
- Choudhary, P., Routh, J. y Chakrapani, G. J. (2010). Organic geochemical record of increased productivity in Lake Naukuchiyatal, Kumaun Himalayas, India. *Environmental Earth Sciences*, 60(4), 837-843. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0221-3>
- Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press.
- Conley, D. J. (1988). Biogenic silica as an estimate of siliceous microfossil abundance in Great Lakes sediments. *Biogeochemistry*, 6(3), 161-179. <https://doi.org/10.1007/BF02182994>
- Crowley, T. J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289(5477), 270-277. <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.270>
- Dalton, A. S., Patterson, R. T., Roe, H. M., Macumber, A. L., Swindles, G. T., Galloway, J. M., Vermaire, J. C., Crann, C. A. y Falck, H. (2018). *Late Holocene climatic variability in Subarctic Canada : Insights from a high-resolution lake record from the central Northwest Territories*. 1-21.
- Delgado, M., de Jonge, V. N. y Peletier, H. (1991). Experiments on resuspension of natural microphytobenthos populations. *Marine Biology*, 108(2), 321-328. <https://doi.org/10.1007/BF01344347>
- Denton, G. H. y Broecker, W. S. (2008). Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? *Quaternary Science Reviews*, 27(21-22), 1939-1950. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.008>
- Dixit, S., Smol, J., Anderson, D. y Davis, R. (1990). Utility of scaled chrysophytes for inferring lakewater pH in northern New England lakes. *Journal of Paleolimnology*, 3,

269-286. <https://doi.org/10.1007/BF00219462>

Donarummo Jr., J., Ram, M. y Stoermer, E. F. (2003). Possible deposit of soil dust from the 1930's U.S. dust bowl identified in Greenland ice. *Geophysical Research Letters*, 30(6). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2002GL016641>

Emson, D. (2015). *The Ecology and Palaeoecology of Diatom – Duckweed Relationships*.

Fernández-Donado, L., González-Rouco, J. F., Raible, C. C., Ammann, C. M., Barriopedro, D., García-Bustamante, E., Jungclaus, J. H., Lorenz, S. J., Luterbacher, J., Phipps, S. J., Servonnat, J., Swingedouw, D., Tett, S. F. B., Wagner, S., Yiou, P. y Zorita, E. (2013). Large-scale temperature response to external forcing in simulations and reconstructions of the last millennium. *Climate of the Past*, 9(1), 393-421. <https://doi.org/10.5194/cp-9-393-2013>

Flower, R. J., Stevenson, A. C., Dearing, J. A., Foster, I. D. L., Airey, A., Rippey, B., Wilson, J. P. F. y Appleby, P. G. (1988). Catchment disturbance inferred from paleolimnological studies of three contrasted sub-humid environments in Morocco. *Journal of Paleolimnology*, 1(4), 293-322. <https://doi.org/10.1007/BF00184003>

Fortner, S. K., Mark, B. G., McKenzie, J. M., Bury, J., Trierweiler, A., Baraer, M., Burns, P. J. y Munk, L. (2011). Elevated stream trace and minor element concentrations in the foreland of receding tropical glaciers. *Applied Geochemistry*, 26(11), 1792-1801. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.06.003>

Fritz, S. C., Brinson, B. E., Billups, W. E. y Thompson, L. G. (2015). Diatoms at >5000 meters in the Quelccaya Summit Dome Glacier, Peru. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 47(2), 369-374. <https://doi.org/10.1657/AAAR0014-075>

Garreaud, Rene. (2009). The Andes Climate and Weather. *Adv. Geosci*, 22, 3-11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>

Garreaud, René, Vuille, M. y Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), 5-22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4)

Gayley, R. I., Ram, M. y Stoermer, E. F. (1989). Seasonal variations in diatom abundance and provenance in Greenland ice. *Journal of Glaciology*, 35(120), 290-292.

<https://doi.org/10.3189/S0022143000004664>

- Gibson, C. E. (1984). Sinking rates of planktonic diatoms in an unstratified lake: a comparison of field and laboratory observations. *Freshwater Biology*, 14(6), 631-638. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.1984.tb00182.x>
- Grimm, E. C. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 13(1), 13-35. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7)
- Gunkel, G. (2000). Limnology of an Equatorial High Mountain Lake in Ecuador, Lago San Pablo. *Limnologica*, 30(2), 113-120. [https://doi.org/10.1016/S0075-9511\(00\)80005-5](https://doi.org/10.1016/S0075-9511(00)80005-5)
- Haberyan, K. A. y Horn, S. P. (2005). Diatom paleoecology of Laguna Zoncho, Costa Rica. *Journal of Paleolimnology*, 33(3), 361-369. <https://doi.org/10.1007/s10933-004-6789-4>
- Hanshaw, M. y Bookhagen, B. (2014). Glacial areas, lake areas, and snow lines from 1975 to 2012: status of the Cordillera Vilcanota, including the Quelccaya Ice Cap, northern central Andes, Peru. *The Cryosphere*, 8. <https://doi.org/10.5194/tc-8-359-2014>
- Harper, M. A. y McKay, R. M. (2010). Diatoms as markers of atmospheric transport. En J. P. Smol & E. F. Stoermer (Eds.), *The Diatoms* (pp. 552-559). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511763175.032>
- Hassan, G. S., Espinosa, M. A. y Isla, F. I. (2006). Modern diatom assemblages in surface sediments from estuarine systems in the southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of Paleolimnology*, 35(1), 39-53. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-6444-8>
- Haworth, E. Y. (1976). Two Late-Glacial (Late Devensian) Diatom Assemblage Profiles From Northern Scotland. *New Phytologist*, 77(1), 227-256. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1976.tb01516.x>
- Houk, V. (2003). *Atlas of Freshwater Centric Diatoms with a Brief Key and Descriptions : Part I. Melosiraceae, Orthoseiraceae, Paraliaceae and Aulacoseiraceae*. Czech Phycological Society.

- Ian, C. y Rotwell, R. G. (2015). Micro-XRF Studies of Sediment Cores: : Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences. En *Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands.
- Imbrie, J. (1971). A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. *The late Cenozoic glacial ages*, 71-181.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B. L., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyh, M. y Veit, H. (2002). Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern Westerlies: The Laguna Aculeo record (34°S). *Quaternary Research*, 58(2), 160-170. <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2370>
- Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M. P., Wagnon, P., Blard, P. H., Sicart, J. E., Braucher, R., Grancher, D., Bourlès, D. L., Braconnot, P. y Vuille, M. (2011). Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming. *Nature*, 474(7350), 196-199. <https://doi.org/10.1038/nature10150>
- Jonsson, A., Meili, M., Bergström, A. K. y Jansson, M. (2001). Whole-lake mineralization of allochthonous and autochthonous organic carbon in a large humic lake (Örträsket, N. Sweden). *Limnology and Oceanography*, 46(7), 1691-1700. <https://doi.org/10.4319/lo.2001.46.7.1691>
- Kanner, L. C., Burns, S. J., Cheng, H., Edwards, R. L. y 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*, 75, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.008>
- Kellerhals, T., Brütsch, S., Sigl, M., Knüsel, S., Gäggeler, H. W. y Schwikowski, M. (2010). Ammonium concentration in ice cores: A new proxy for regional temperature reconstruction? *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(16). <https://doi.org/10.1029/2009JD012603>
- Kellogg, D. E. y Kellogg, T. B. (1996). Diatoms in South Pole ice: Implications for eolian contamination of Sirius Group deposits. *Geology*, 24(2), 115-118. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0115:DISPII>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0115:DISPII>2.3.CO;2)

- Kelly, M. A., Lowell, T. V., Applegate, P. J., Smith, C. A., Phillips, F. M. y Hudson, A. M. (2012). Late glacial fluctuations of Quelccaya Ice Cap, southeastern Peru. *Geology*, 40(11), 991-994. <https://doi.org/10.1130/G33430.1>
- Kilham, S. y Kilham, P. (1975). *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs: Morphology and ecology of a cosmopolitan freshwater diatom. *Verh. Int. Ver. Limnol.*, 19, 2716-2721. <https://doi.org/10.1080/03680770.1974.11896368>
- Lange-Bertalot, H. (1996). *Dokumentation und Revision der von Georg Krasske beschriebenen Diatomeen-Taxa*: . Koeltz Scientific Books. <https://books.google.com.pe/books?id=9EEVAQAIAAJ>
- Lê, S., Josse, J. y Husson, F. (2008). FactoMineR : An R Package for Multivariate Analysis [Article]. *Journal of Statistical Software*, 25(1), 1-18. <https://doi.org/10.18637/jss.v025.i01>
- Lewis, W. M. (2009). Ecological Zonation in Lakes. En *Encyclopedia of Inland Waters* (pp. 416-422). <https://doi.org/10.1016/B978-012370626-3.00209-X>
- Liboriussen, L. y Jeppesen, E. (2003). Temporal dynamics in epipelagic, pelagic and epiphytic algal production in a clear and a turbid shallow lake. *Freshwater Biology*, 48(3), 418-431. <https://doi.org/https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.2003.01018.x>
- Licdardi, J. M., Schaefer, J. M., Taggart, J. R. y Lund, D. C. (2009). Holocene glacier fluctuations in the peruvian andes indicate northern climate linkages. *Science*, 325(5948), 1677-1679. <https://doi.org/10.1126/science.1175010>
- Löffler, H. (1964). The limnology of tropical high-mountain lakes. *SIL Proceedings, 1922-2010*, 15(1), 176-193. <https://doi.org/10.1080/03680770.1962.11895519>
- Lowe, R. (1996). *Periphyton patterns in lakes*. In 'Algal Ecology: Freshwater benthic ecosystems'. (Eds R Stevenson, M Bothwell and R Lowe) pp. 57-76. Academic Press: San Diego.
- Lund, J. W. G. (1955). Further Observations on the Seasonal Cycle of *Melosira Italica* (EHR.) Kutz. Subsp. *Subarctica* O. Mull. *Journal of Ecology*, 43(1), 90-102. <https://doi.org/10.2307/2257123>
- Lund, J. W. G. (1959). Buoyancy in relation to the ecology of the freshwater phytoplankton. *British Phycological Bulletin*, 1(7), 1-17.



<https://doi.org/10.1080/00071615900650031>

- Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J. y Oldfield, F. (2014). Global change in the holocene. *Global Change in the Holocene*, 1-539. <https://doi.org/10.4324/9780203785027>
- Magurran, A. E. (1988). *Ecological diversity and its measurement / Anne E. Magurran*. [Book]. Croom Helm.
- Maldonado, M., Maldonado Ocampo, J., Ortega, H., Encalada, A., Carvajal-Vallejos, F. M., Rivadeneira Romero, J., F, A., Jacobsen, D., A., C. y Rivera Rondón, C. A. (2011). *Biodiversity in Aquatic Systems of the Tropical Andes* (pp. 276-294).
- Mason, I. M., Guzkowska, M., Rapley, C. G. y Street-Perrott, F. A. (1994). The response of lake levels and areas to climatic change. *Climatic Change*, 27(2), 161-197.
- McCormick, P. y Stevenson, R. (2002). Periphyton as a tool for ecological assessment and management in the Florida Everglades. *Journal of Phycology*, 34, 726-733. <https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.1998.340726.x>
- McCormick, P. V y Stevenson, R. J. (1998). Periphyton as a tool for ecological assessment and management in the Florida Everglades. *Journal of Phycology*, 34(5), 726-733. <https://doi.org/https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.1998.340726.x>
- Michelutti, N., Cooke, C. A., Hobbs, W. O. y Smol, J. P. (2015). Climate-driven changes in lakes from the Peruvian Andes. *Journal of Paleolimnology*, 54(1), 153-160. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9843-5>
- Michelutti, N., Tapia, P. M., Labaj, A. L., Grooms, C., Wang, X. y Smol, J. P. (2019). A limnological assessment of the diverse waterscape in the Cordillera Vilcanota, Peruvian Andes. *Inland Waters*, 9(3), 395-407. <https://doi.org/10.1080/20442041.2019.1582959>
- Moos, M. T., Laird, K. R. y Cumming, B. F. (2005). Diatom assemblages and water depth in Lake 239 (Experimental Lakes Area, Ontario): Implications for paleoclimatic studies. *Journal of Paleolimnology*, 34(2), 217-227. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-2382-8>
- Moreno, C. (2001). *Métodos para medir la biodiversidad* (Vol. 1).
- Moseley, M. E. (1983). Central Andean Civilization. *Ancient South Americans*, 179-239.

- Newell, N. D. (1946). Geological investigations around Lake Titicaca. *American Journal of Science*, 244(5), 357 LP - 366. <https://doi.org/10.2475/ajs.244.5.357>
- Oksanen, J., Kindt, R., Legendre, P. y O'Hara, B. (2007). *The vegan package*.
- Oldfield, F., Asioli, A., Accorsi, C. A., Mercuri, A. M., Juggins, S., Langone, L., Rolph, T., Trincardi, F., Wolff, G., Gibbs, Z., Vigliotti, L., Frignani, M., Van Der Post, K. y Branch, N. (2003). A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 22(2-4), 319-342. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00088-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00088-4)
- Papina, T., Blyakharchuk, T., Eichler, A., Malygina, N., Mitrofanova, E. y Schwikowski, M. (2013). Biological proxies recorded in a Belukha ice core, Russian Altai. *Climate of the Past*, 9(5), 2399-2411. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2399-2013>
- Pascher, Ettl, Krammer, Håkansson, Nörpel y Lange-Bertalot. (1991). *Süßwasserflora von Mitteleuropa / begründet von A. Pascher / herausgegeben von H. Ettl ... [et al.] Bd.2, Bacillariophyceae, 3. Teil.* (A. Pascher, H. Ettl, K. (Kurt) Krammer, H. (Hannelore) Håkansson, M. Nörpel, & H. (Horst) Lange-Bertalot (eds.)) [Book]. G. Fischer.
- Pascher, Ettl, Krammer y Lange-Bertalot. (1986). *Süßwasserflora von Mitteleuropa : begründet von A. Pascher / herausgegeben von H. Ettl ... [et al.] Bd.2, Bacillariophyceae, 1. Teil. Naviculaceae* (A. Pascher, H. Ettl, K. (Kurt) Krammer, & H. (Horst) Lange-Bertalot (eds.)) [Book]. Fischer.
- Pascher, Ettl, Krammer y Lange-Bertalot. (1988). *Süßwasserflora von Mitteleuropa / begründet von A. Pascher / herausgegeben von H. Ettl ... [et al.] Bd.2, Bacillariophyceae, 2. Teil.* (A. Pascher, H. Ettl, K. (Kurt) Krammer, & H. (Horst) Lange-Bertalot (eds.)) [Book]. G. Fischer.
- Pascher, Ettl, Krammer y Lange-Bertalot. (1991). *Süßwasserflora von Mitteleuropa / begründet von A. Pascher / herausgegeben von H. Ettl ... [et al.] Bd.2, Bacillariophyceae, 4. Teil.* (A. Pascher, H. Ettl, K. (Kurt) Krammer, & H. (Horst) Lange-Bertalot (eds.)) [Book]. G. Fischer.
- Poulícková, A., Hájková, P., Krenková, P. y Hájek, M. (2004). Distribution of diatoms and bryophytes on linear transects through spring fens. *Nova Hedwigia*, 78, 411-424. <https://doi.org/10.1127/0029-5035/2004/0078-0411>

- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J., 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., Galárraga-Sánchez, R. y Wagnon, P. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7, 81-102.  
<https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>
- Ragueneau, O., Leynaert, A., Tréguer, P., Demaster, D. J. y Anderson, R. F. (1996). Opal studied as a marker of paleoproductivity. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(49), 491. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/96EO00325>
- Recasens, C., Ariztegui, D., Maidana, N. I. y Zolitschka, B. (2014). Diatoms as indicators of hydrological and climatic changes in Laguna Potrok Aike (Patagonia) since the Late Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417, 309-319. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.021>
- Reimer, P. J., Edouard Bard, B., Alex Bayliss, B., Warren Beck, B. J., Paul Blackwell, B. G. y Christopher Bronk Ramsey, B. (2013). Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Reynolds, C. S. (1973). The seasonal periodicity of planktonic diatoms in a shallow eutrophic lake. *Freshwater Biology*, 3(1), 89-110.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.1973.tb00065.x>
- Reynolds, C. S. (1984). Phytoplankton periodicity: the interactions of form, function and environmental variability. *Freshwater Biology*, 14(2), 111-142.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.1984.tb00027.x>
- Riedinger, M. A. (1993). *The application of fossil diatom assemblages in reconstructing mid to late Holocene climate in the neotropics : the paleolimnology of Huarmicocha and Lake Ayauchi, Ecuador /*.
- Rogora, M., Massaferró, J., Marchetto, A., Tartari, G. y Mosello, R. (2008). The water chemistry of some shallow lakes in Northern Patagonia and their nitrogen status in comparison with remote lakes in different regions of the globe. *Journal of Limnology*, 67(2), 75-86. <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2008.75>
- Round, F. E., Crawford, R. M. y Mann, D. G. (1990). *Diatoms: biology and morphology of the genera*. Cambridge university press.

- Rühland, K. M., Paterson, A. M. y Smol, J. P. (2015). Lake diatom responses to warming: reviewing the evidence. *Journal of Paleolimnology*, 54(1), 1-35.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-015-9837-3>
- Rühland, K., Paterson, A. M. y Smol, J. P. (2008). Hemispheric-scale patterns of climate-related shifts in planktonic diatoms from North American and European lakes. *Global Change Biology*, 14(11), 2740-2754.
- Rühland, K. y Smol, J. P. (2005). Diatom shifts as evidence for recent Subarctic warming in a remote tundra lake, NWT, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226(1-2), 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.05.001>
- Rumrich, U., Lange-Bertalot, H. y Rumrich, M. (2000). *Diatomeen der Anden: von Venezuela bis Patagonien/Feuerland : und zwei weitere Beiträge*. A.R.G. Gantner.  
<https://books.google.com.pe/books?id=t0cVAQAIAAJ>
- Ruttner, F., Frey, D. G. y Fry, F. E. J. (1953). *Fundamentals of Limnology*. University of Toronto Press. <http://www.jstor.org/stable/10.3138/j.ctvcj2qzv>
- Rydberg, J., Lindborg, T., Sohlenius, G., Reuss, N., Olsen, J. y Laudon, H. (2016). The Importance of Eolian Input on Lake-Sediment Geochemical Composition in the Dry Proglacial Landscape of Western Greenland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 48, 93-109. <https://doi.org/10.1657/AAAR0015-009>
- Salzmann, N., Huggel, C., Rohrer, M., Silverio, W., Mark, B. G., Burns, P. y Portocarrero, C. (2013). Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, southern Peruvian Andes. *The Cryosphere*, 7(1), 103-118. <https://doi.org/10.5194/tc-7-103-2013>
- Saunders, K., Hodgson, D. y McMinn, A. (2009). Quantitative relationships between benthic diatom assemblages and water chemistry in Macquarie Island lakes and their potential for reconstructing past environmental changes. *Antarctic Science - ANTARCT SCI*, 21. <https://doi.org/10.1017/S0954102008001442>
- Sayer, C. D. (2001). Problems with the application of diatom-total phosphorus transfer functions: Examples from a shallow English lake. *Freshwater Biology*, 46(6), 743-757. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.2001.00714.x>
- Sayer, C. D., Davidson, T. A. y Jones, J. I. (2010). Seasonal dynamics of macrophytes and

- phytoplankton in shallow lakes: A eutrophication-driven pathway from plants to plankton? *Freshwater Biology*, 55(3), 500-513. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02365.x>
- Sayer, C., Roberts, N., Sadler, J., David, C. y Wade, P. M. (1999). Biodiversity changes in a shallow lake ecosystem: A multi-proxy palaeolimnological analysis. *Journal of Biogeography*, 26(1), 97-114. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.1999.00298.x>
- Scheffer, M. (1998). *Ecology of shallow lakes* [Book]. Chapman & Hall.
- Scheffer, M. y Van Nes, E. H. (2007). Shallow lakes theory revisited: Various alternative regimes driven by climate, nutrients, depth and lake size. *Hydrobiologia*, 584(1), 455-466. <https://doi.org/10.1007/s10750-007-0616-7>
- Schelske, C. L. (1999). Diatoms as mediators of biogeochemical silica depletion in the Laurentian Great Lakes. En E. F. Stoermer & J. P. Smol (Eds.), *The Diatoms* (pp. 73-84). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511613005.005>
- Scherer, R. P. (1994). A new method for the determination of absolute abundance of diatoms and other silt-sized sedimentary particles. *Journal of Paleolimnology*, 12(2), 171-179. <https://doi.org/10.1007/BF00678093>
- Schmidt, R., Kamenik, C., Lange-Bertalot, H. y Klee, R. (2004). Fragilaria and Staurosira (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables, and their potential for palaeoclimatology. *Journal of Limnology*, 63. <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2004.171>
- Schuette, G. y Schrader, H. (1979). *Diatom taphocoenoses in the coastal upwelling areas off western South America*. Oregon State Univ Corvallis School of Oceanography.
- Shimada, I. (1981). The Batan Grande-La Leche Archaeological Project: The First Two Seasons. *Journal of Field Archaeology*, 8(4), 405-446. <https://doi.org/10.2307/529792>
- Smol, J. P. y Stoermer, E. F. (2010). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences* (Second). Cambridge University Press.
- Spencer, D. F. (1986). Early growth of *Potamogeton pectinatus* L. in response to temperature and irradiance: Morphology and pigment composition. *Aquatic Botany*, 26, 1-8. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0304-3770\(86\)90002-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0304-3770(86)90002-1)

- Steinitz-Kannan, M. (1997). The Lakes in Andean Protected Areas of Ecuador. *The George Wright Forum*, 14(3), 33-43. <http://www.jstor.org/stable/43597534>
- Stevenson, R. J. (1997). Scale-Dependent Determinants and Consequences of Benthic Algal Heterogeneity. *Journal of the North American Benthological Society*, 16(1), 248-262. <https://doi.org/10.2307/1468255>
- Stroup, J. S., Kelly, M. A., Lowell, T. V., Applegate, P. J. y Howley, J. A. (2014). Late holocene fluctuations of Qori Kalis outlet glacier, Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes. *Geology*, 42(4), 347-350. <https://doi.org/10.1130/G35245.1>
- Stroup, J. S., Kelly, M. A., Lowell, T. V., Smith, C. A., Beal, S. A., Landis, J. D. y Tapia, P. M. (2015). Late Holocene fluctuations of Quelccaya Ice Cap, Peru, registered by nearby lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, 30(8), 830-840. <https://doi.org/10.1002/jqs.2821>
- Tapia, P. M., Fritz, S. C., Baker, P. A., Seltzer, G. O. y Dunbar, R. B. (2003). A late quaternary diatom record of tropical climatic history from Lake Titicaca (Peru and Bolivia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), 139-164. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00275-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00275-X)
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J. F. y Koci, B. R. (1985). A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 229(4717), 971-973. <https://doi.org/10.1126/science.229.4717.971>
- Thompson, L., Mosley-Thompson, E. y Thompson, P. (1992). *Reconstruct-ing interannual climate variability from tropical and subtropical ice-core records*.
- Thompson, L G, Davis, M. E., Lin, P., Henderson, K. A., Bolzan, J. F. y Liu, K. (1995). Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. *Science*, 269.
- Thompson, L G, Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P. N., Henderson, K. A., Cole-Dai, J., Bolzan, J. F. y Liu, K. B. (2013). Annually Resolved Ice Core Records of Tropical Climate Variability over the Past ~1800 Years. *Science (New York, N.Y.)*, 269(5220), 46-50. <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17787701>
- Thompson, Lonnie G. (2000). Ice core evidence for climate change in the Tropics: Implications for our future. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), 19-35.

[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00052-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00052-9)

- Thompson, Lonnie G., Davis, M. E. y Mosley-Thompson, E. (1994). Glacial records of Global climate: A 1500-year tropical ice core record of climate. *Human Ecology*, 22(1), 83-95. <https://doi.org/10.1007/BF02168764>
- Thompson, Lonnie G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H., Davis, M., León, B., Les, D., Lin, P. N., Mashiotta, T. y Mountain, K. (2006). Abrupt tropical climate change: Past and present. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(28), 10536-10543. <https://doi.org/10.1073/pnas.0603900103>
- Toporowska, M., Pawlik-Skowrońska, B. y Wojtal, A. (2008). Epiphytic algae on *Stratiotes aloides* L., *Potamogeton lucens* L., *Ceratophyllum demersum* L. and *Chara* spp. in a macrophyte-dominated lake. *Oceanological and Hydrobiological Studies - OCEANOL HYDROBIOL STUD*, 37, 51-63. <https://doi.org/10.2478/v10009-007-0048-8>
- Van Colen, W. R., Mosquera, P., Vanderstukken, M., Goiris, K., Carrasco, M. C., Decaestecker, E., Alonso, M., León-Tamariz, F. y Muylaert, K. (2017). Limnology and trophic status of glacial lakes in the tropical Andes (Cajas National Park, Ecuador). *Freshwater Biology*, 62(3), 458-473. <https://doi.org/10.1111/fwb.12878>
- Van Luijn, F., Van der Molen, D. T., Luttmer, W. J. y Boers, P. C. M. (1995). Influence of benthic diatoms on the nutrient release from sediments of shallow lakes recovering from eutrophication. *Water Science and Technology*, 32(4), 89-97. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0273-1223\(95\)00684-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0273-1223(95)00684-2)
- Vélez, M. I., Henry, H. y Metcalfe, S. (2005). Fossil and modern diatom assemblages from the Savanna Lake El Piñal, Colombia: An environmental reconstruction. *Diatom Research*, 20, 387-407. <https://doi.org/10.1080/0269249X.2005.9705644>
- Volcani, B. E. (1981). Cell wall formation in diatoms: morphogenesis and biochemistry. En *Silicon and siliceous structures in biological systems* (pp. 157-200). Springer.
- Vuille, M, Bradley, R., Werner, M., Healy, R. y Keimig, F. (2001). Simulating the Climatic Controls on Oxygen18 in Tropical Andean ice Cores. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Vuille, M, Burns, S., Taylor, B., Cruz, F., Bird, B., Abbott, M., Kanner, L., Cheng, H. y

- Novello, V. (2012). A review of the South American Monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past Discussions*, 8. <https://doi.org/10.5194/cpd-8-637-2012>
- Vuille, Mathias y Bradley, R. (2000). Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophys Res Lett* 27: 3885-3888. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*, 27, 3885-3888. <https://doi.org/10.1029/2000GL011871>
- Vuille, Mathias, Bradley, R., Werner, M., Healy, R. y Keimig, F. (2003). Modeling ??18O in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, 108. <https://doi.org/10.1029/2001JD002038>
- Vuille, Mathias, Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G. y Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89(3-4), 79-96. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M. y Widmann, M. (2008). Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27(19-20), 1791-1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Webb, T. y Bryson, R. A. (1972). Late- and postglacial climatic change in the northern Midwest, USA: Quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. *Quaternary Research*, 2(1), 70-115. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(72\)90005-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(72)90005-1)
- Werner, P. y Smol, J. P. (2005). Diatom-environmental relationships and nutrient transfer functions from contrasting shallow and deep limestone lakes in Ontario, Canada. *Hydrobiologia*, 533(1), 145-173. <https://doi.org/10.1007/s10750-004-2409-6>
- Wetzel, R. G. (2001a). 12 - *THE NITROGEN CYCLE* (R. G. B. T.-L. (Third E. WETZEL (ed.); pp. 205-237). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-057439-4.50016-2>
- Wetzel, R. G. (2001b). 14 - *IRON, SULFUR, AND SILICA CYCLES* (R. G. B. T.-L. (Third E. WETZEL (ed.); pp. 289-330). Academic Press.



- <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-057439-4.50018-6>
- Wetzel, R. G. (2001c). 20 - *SHALLOW LAKES AND PONDS* (R. G. B. T.-L. (Third E. WETZEL (ed.); pp. 625-630). Academic Press.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-057439-4.50024-1>
- Wetzel, R. G. (2001d). 23 - *DETRITUS: ORGANIC CARBON CYCLING AND ECOSYSTEM METABOLISM* (R. G. B. T.-L. (Third E. WETZEL (ed.); pp. 731-783). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-057439-4.50027-7>
- Wetzel, R. G. (2001e). 3 - *RIVERS AND LAKES—THEIR DISTRIBUTION, ORIGINS, AND FORMS* (R. G. B. T.-L. (Third E. WETZEL (ed.); pp. 15-42). Academic Press.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-057439-4.50007-1>
- Wetzel, R. G. (2001f). 6 - *FATE OF HEAT* (R. G. B. T.-L. (Third E. WETZEL (ed.); pp. 71-92). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-057439-4.50010-1>
- Wetzel, R G y Ward, A. K. (1992). *Primary production. In 'The Rivers Handbook. Vol. 1'.* (Eds P. Calow and GE Petts.) pp. 354–369. Blackwell Scientific: Oxford, UK.
- Wetzel, Robert G. (1990). Land-water interfaces: Metabolic and limnological regulators. *SIL Proceedings, 1922-2010*, 24(1), 6-24.  
<https://doi.org/10.1080/03680770.1989.11898687>
- Wickham, H. (2009). *ggplot2 : elegant graphics for data analysis / Hadley Wickham.* [Book]. Springer.
- Wohlfarth, B. (2012). *Paleolimnology BT - Encyclopedia of Lakes and Reservoirs* (L. Bengtsson, R. W. Herschy, & R. W. Fairbridge (eds.); pp. 594-596). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4410-6\\_203](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4410-6_203)
- Zhou, J. y Lau, K.-M. (1998). Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, 11(5), 1020-1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)
- Zolitschka, B. (2007). Varved lake sediments. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 3105-3114. <https://doi.org/10.1016/B0-44-452747-8/00065-X>

## **VIII. ANEXOS**

## Anexo 1: Imágenes de Láminas

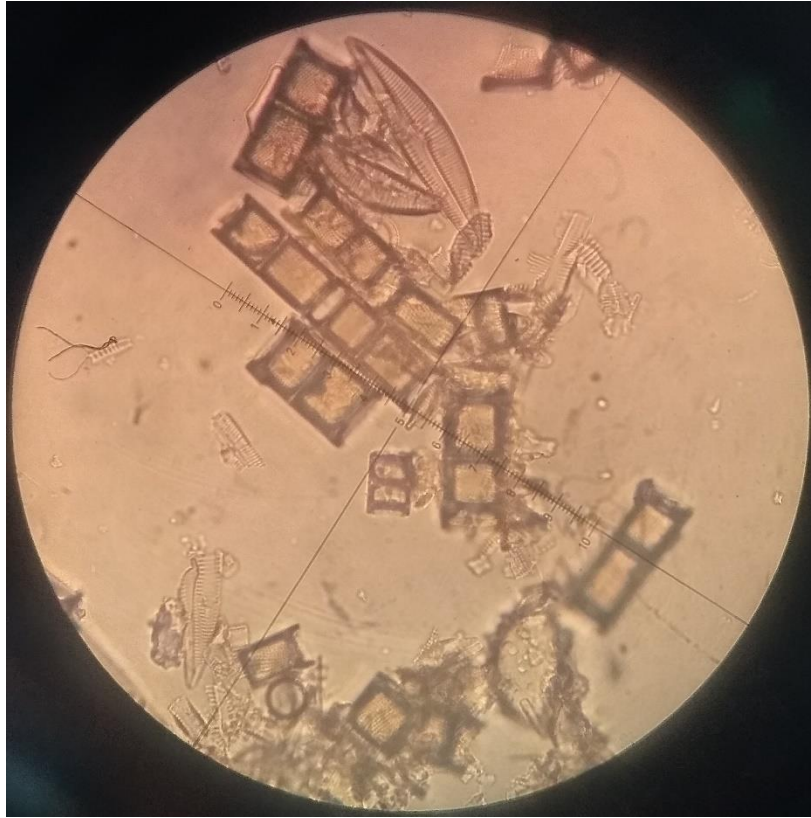


Figura A1. 1: Lámina Yana001

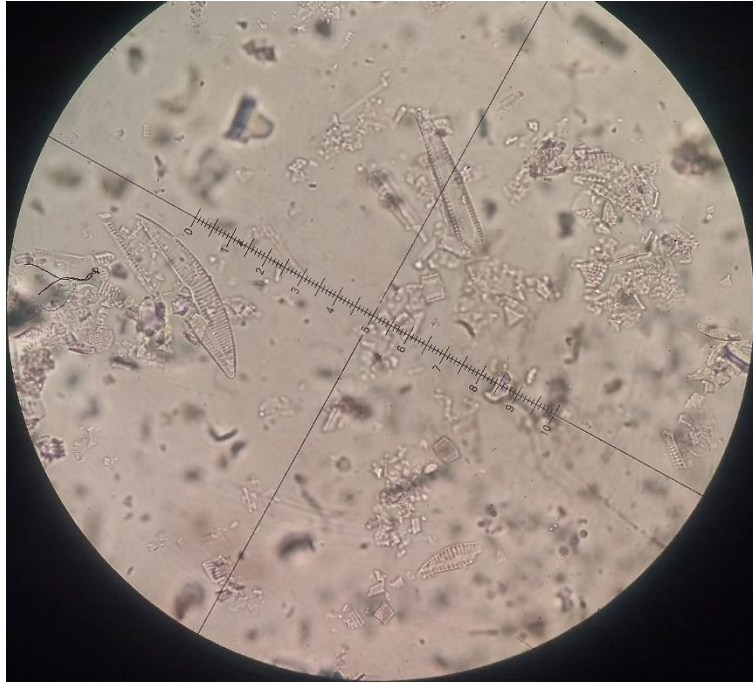


Figura A1. 2: Lámina Yana002



Figura A1. 3: Lámina Yana003

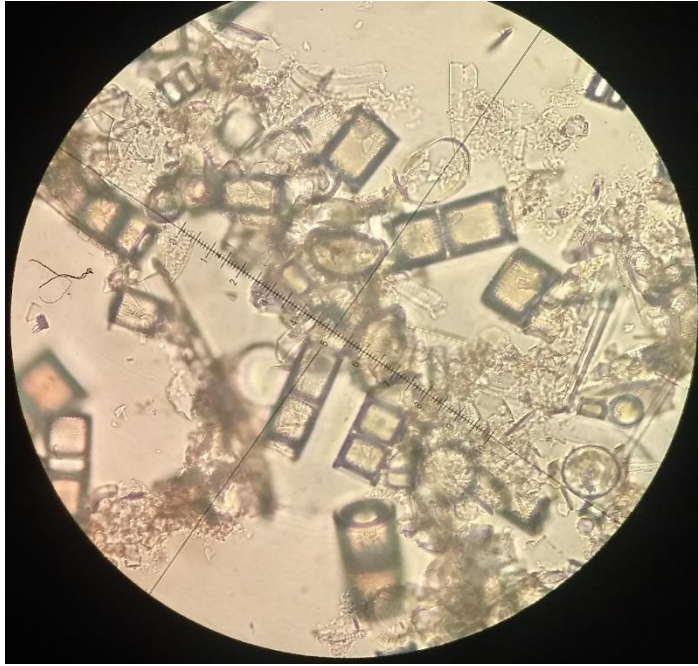


Figura A1. 4: Lámina Yana004

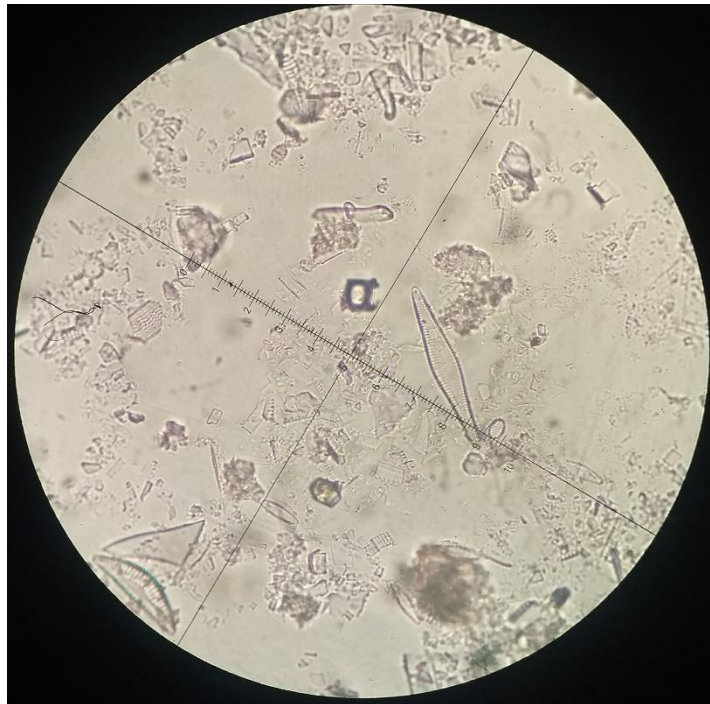


Figura A1. 5: Lámina Yana005



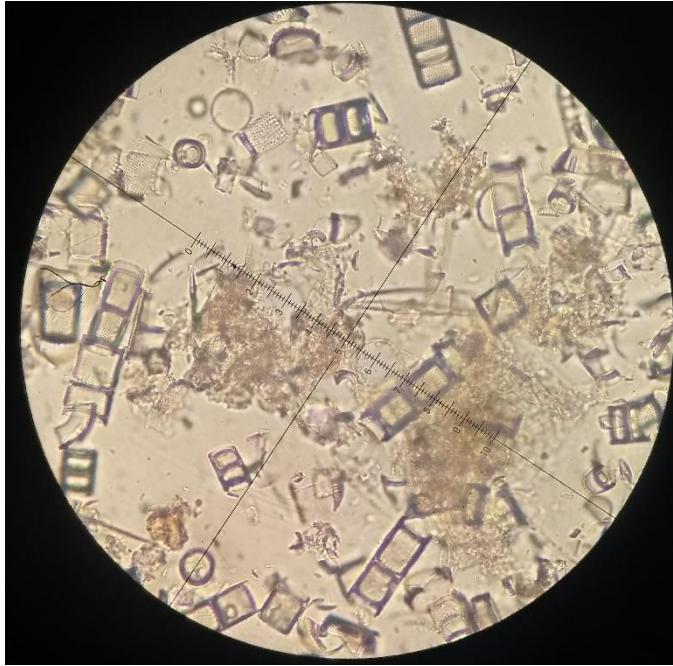


Figura A1. 6: Lámina Yana006



Figura A1. 7: Lámina Yana007



Figura A1. 8: Lámina Yana008

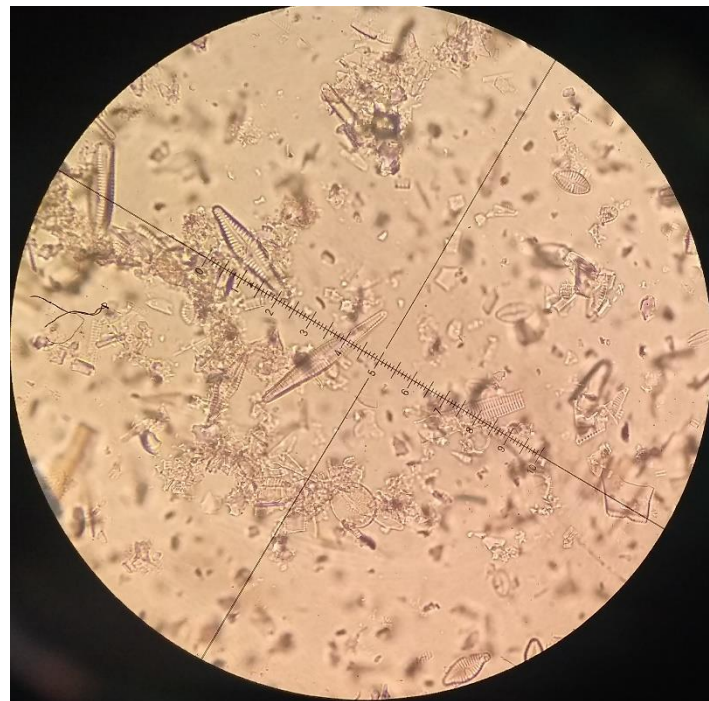


Figura A1. 9: Lámina Yana009

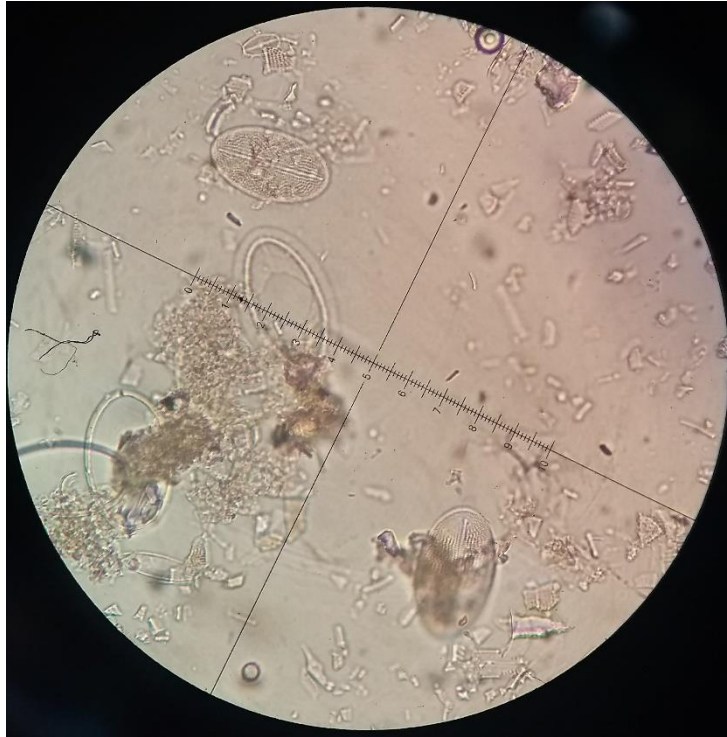


Figura A1. 10: Lámina Yana010

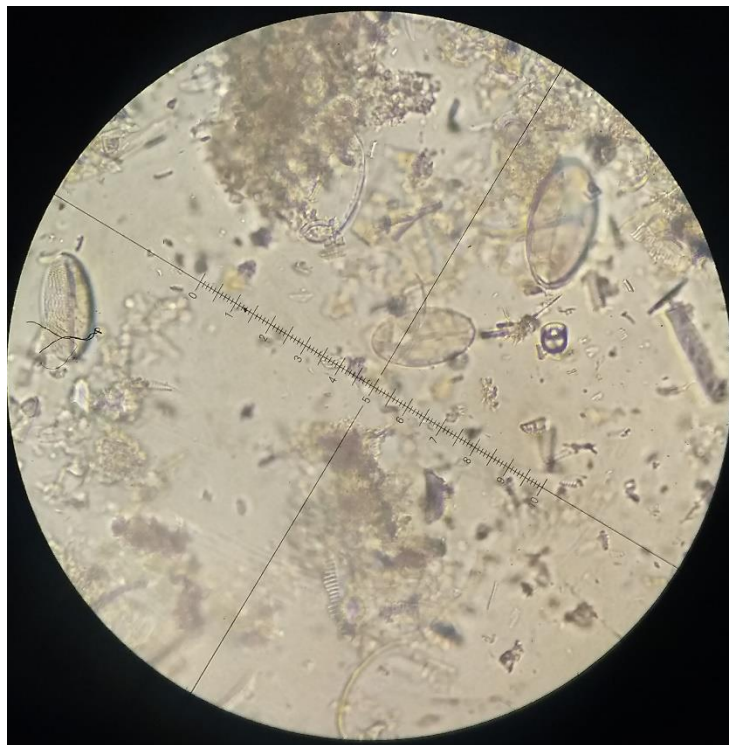


Figura A1. 11: Lámina Yana011





Figura A1. 12: Lámina Yana012

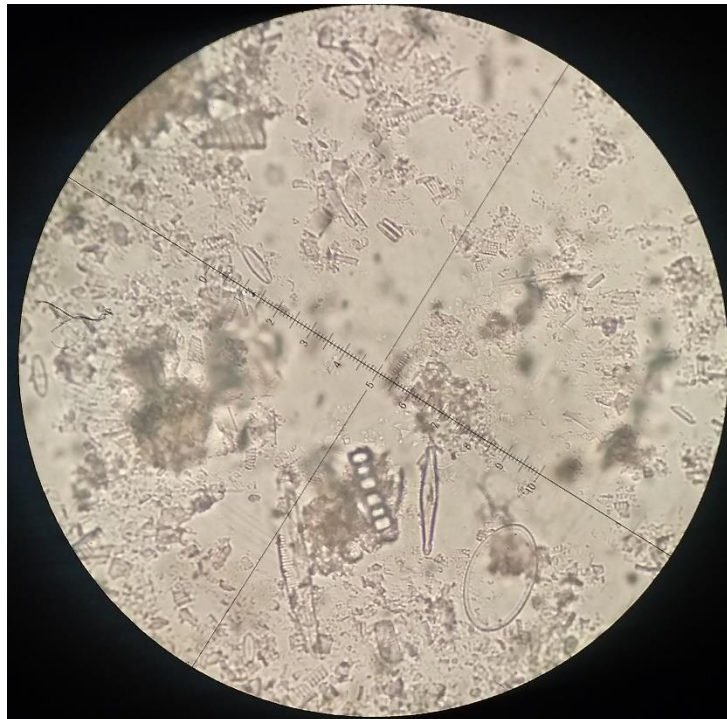


Figura A1. 13: Lámina Yana015



Figura A1. 14: Lámina Yana016



Figura A1. 15: Lámina Yana017

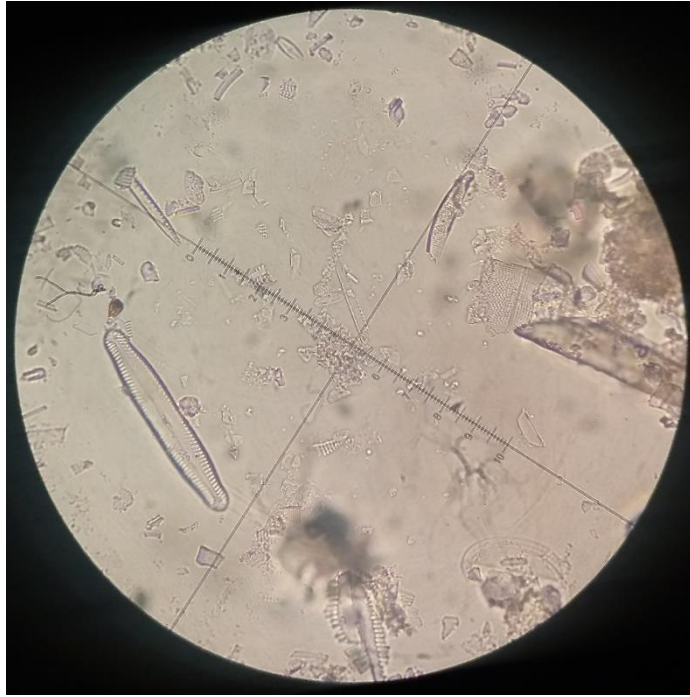


Figura A1. 16: Lámina Yana018

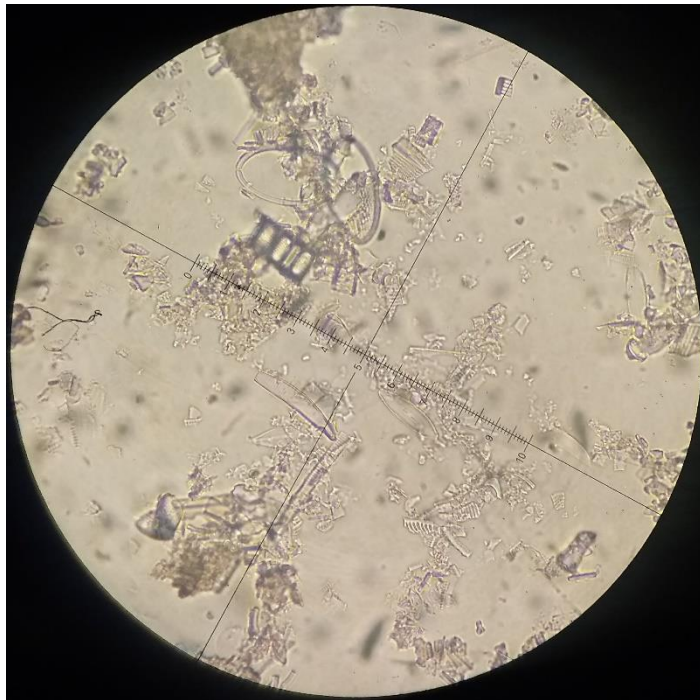


Figura A1. 17: Lámina Yana019





Figura A1. 18: Lámina Yana020

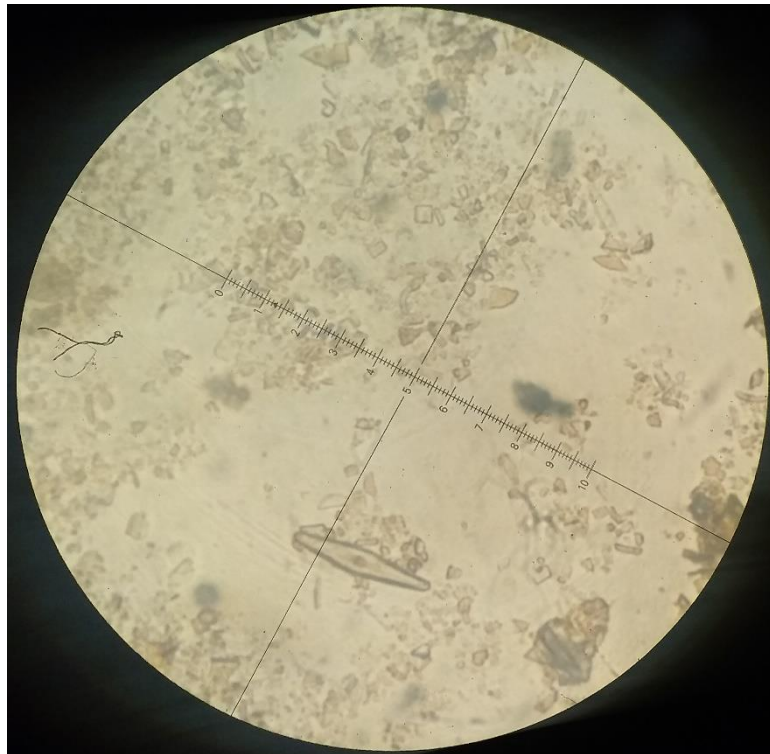


Figura A1. 19: Lámina Yana021

## Anexo 2: Glosario de Términos

$^{14}\text{C}$ : Isótopo Carbono 14

$^{210}\text{Pb}$ : Isótopo Plomo 210

$\delta^{18}\text{O}$ : delta de oxígeno 18 (relación entre isótopos estable  $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ )

ACM: Anomalía Climática Medieval

A.D.: Después de Cristo (Anno Domini)

BSi: Sílica Biogénica (Biogenic Silica)

$\text{CaCO}_3$ : Carbonato de Calcio

CCA: Análisis de Correspondencia Canónica

CD: Concentración de Diatomeas

CID: Carbono Inorgánico Disuelto

CHQ: Casquete de Hielo Quelccaya

DAR: Tasa de Acumulación de Diatomeas (Diatom accumulation rate)

ENSO: El Niño-Oscilación Sur

FMO: Materia Orgánica producida por fotosíntesis

Ka: 1000 años (kiloannum)

LOI 550: Pérdida por Ignición a  $550^\circ\text{C}$  (Loss on ignition)

LOI 1000: Pérdida por Ignición a  $1000^\circ\text{C}$  (Loss on ignition)

MOD: Materia Orgánica Disuelta

MOP: Materia Orgánica en partículas transportada

Msi: unidades de Susceptibilidad Magnética

PCM: Periodo Cálido Moderno

PCA: Análisis de Componentes Principales

PC1: Componente Principal 1

PC2: Componente Principal 2

PEH: Pequeña Edad de Hielo

pH: Potencial Hidrógeno

TOC: Carbono Orgánico Total (Total organic carbon)

TOM: Materia Orgánica Total

SASM: Monzón Sudamericano de verano

$\text{SiO}_2$ : Óxido de Silicio (Sílica)

XRF: Fluorescencia de Rayos X

ZCI: Zona de Convergencia Intertropical

SACZ: Zona de Convergencia del Atlántico Sur