

Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ciencias
Escuela de Química
Departamento de Geoquímica



***CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES
HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE
PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA***

Trabajo Especial de Grado presentado
ante la Ilustre Universidad Central de
Venezuela por la Br. Yrasenia
Ceballos para aprobar la asignatura
Proyecto Geoquímico II y optar al
Título de Licenciada en Geoquímica.

Caracas, Abril 2011

ACTA

Los abajo firmantes, designados por la Universidad Central de Venezuela como integrantes del Jurado examinador del Trabajo Especial de Grado titulado: **CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA**, presentado por la Br. Yrasenia Del Carmen Ceballos Hugle, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por esta Magna Casa de Estudios para optar al título de Licenciada en Geoquímica.

Prof. Eduardo Carrillo

Tutor

Prof. José Vicente Gutiérrez

Tutor

Prof. Manuel Martínez

Jurado

Prof. José Méndez

Jurado

Dedicatoria

A mi mamá, a mi papí, por el inmenso apoyo incondicional en todos los aspectos, su ayuda cuando la necesite y su confianza en mí, por ser mi guía, mi enfoque y el motor de mi perseverancia. A mi abuela, porque sus pensamientos, sus oraciones y sus energías siempre estuvieron dispuestos para mi bien. A toda mi familia, a quienes están a mi lado y a quienes ya se han ido...

Agradecimientos

En primer lugar a mi Dios por recargarme de fuerzas y aliento cada día.

A mi UCV, mi adorada universidad, a la que siempre quise pertenecer y la que me abrió sus puerta para estudiar algo que me apasiona verdaderamente.

A mis padres, que siempre y sin condiciones me apoyaron, durante la ejecución de mi trabajo de grado y en el resto de la carrera, a ellos les debo la confianza que hoy tengo en mí misma y el valor que le doy a las cosas. A mi hermano, porque juntos hemos crecido y definitivamente labraremos un camino de éxitos.

A mis tutores, el Profesor Eduardo Carrillo, por brindarme la oportunidad de realizar este proyecto, por enseñarme el valor del trabajo e incentivar me en lograr mis objetivos y aprender en el camino, que mientras más difícil, mejor es la recompensa, lo admiro muchísimo y al Profesor José Vicente Gutiérrez que siempre tuvo palabras de ánimo, fue un inmenso apoyo y confió en mi.

Al Profesor Manuel Martínez, que además de ser mi jurado, me permitió llevar a cabo mi parte experimental en el Laboratorio de Geoquímica Orgánica; él y el Prof. José Méndez han sido y siempre serán un ejemplo a seguir.

Al personal del Instituto de Ciencias de la Tierra, quienes de una forma u otra me apoyaron durante la ejecución de mi trabajo de grado, entre ellos a Luis Vilchez, Prof. Santiago Marrero, Prof. Tommaso Tosiani, Sr. Fernando, Profa. Raiza Fernández, Prof. Carlitos, Luis Feo. Al Prof. Roschman González del Centro de Microscopía, por su valioso apoyo en la parte estadística de mi proyecto.

Al financiamiento recibido por parte del Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico (CDCH, P.I.: PI 03-00-6679-2007) para poder llevar a cabo los análisis químicos.

A mis amigos, desde mis inicios en la carrera, Jarol, mi compañero, mi amigo fiel, mi hermano, mi apoyo incondicional, con quien soy yo misma y confío plenamente, te quiero muchísimo; Anielys, con quien desde hace muchos años comparto una excelente amistad, que la distancia no daña, Duili, con quien he compartido muchísimas cosas y de quien he aprendido un montón más, a ustedes los considero tres hermanos más. Los adoro amigos. A Luis Mujica, Mayerling, Mariacarolina, Eduard, porque los amigos se pueden encontrar en cualquier circunstancia y cuando menos lo esperas, gracias por todo lo que han hecho por mi.

A mis amigos fuera de la Universidad, Marielys, Daimar y Leonardo, siempre escuchándome, en las buenas y en las malas, compartiendo lágrimas y risas, divirtiéndome cada vez y con quienes he cosechado una amistad invaluable.

A mis compañeros, que se han vuelto mis amigos con el pasar de los años: Edgar, Kris, Henry, Luisa, Khely, Andrés H., Richard, Ernesto G., gracias por hacerme vivir momentos muy gratos durante mi estadía en la universidad.

A TODOS, MUCHAS GRACIAS...

Resumen

El presente trabajo muestra un estudio geoquímico realizado en sedimentos distales de un paleolago ubicado en el Valle Glacial de La Canoa, cerca de Pueblo Llano, donde las fluctuaciones climáticas y la actividad sismotectónica juegan un papel influyente sobre los mismos. Los objetivos fueron determinar la influencia paleoclimática y paleosísmica durante la sedimentación lacustre, con la finalidad de generar un aporte en la comprensión de los procesos que han influido y siguen influyendo dentro de la región andina. Para llevar a cabo los objetivos planteados se emplearon herramientas químioestratigráficas, las muestras fueron disueltas utilizando una mezcla de boratos como fundentes y para cuantificar los elementos mayoritarios, minoritarios y traza las soluciones fueron analizadas por medio de espectrometría de emisión óptica inductivamente acoplado a plasma (EEO-IAP) y emisión atómica con fuente de llama. Del tratamiento estadístico multivariado surgieron dos asociaciones elementales, relacionadas a las diferencias granulométricas en los sedimentos y de cada asociación dos químiofacies distintivas, determinando una influencia completamente climática dividida en dos procesos. Un proceso general, que conlleva fluctuaciones climáticas en el orden de las decenas a centenas de años, relacionadas a la relación interelemental K/Al, con valores desde 0,28 a 0,43, revelando meteorización de tipo mecánica prevaleciente y que de acuerdo a los períodos de ciclicidad que mostraron los dendrogramas de agrupamiento restringido posiblemente se deban a variaciones en la intensidad de radiación solar incidente y un proceso distinto, ubicado desde la profundidad de 19 cm hasta el tope de la secuencia que se relaciona a un período climático más intenso que generó probablemente el cierre de la cuenca, lo que desde el punto de vista estratigráfico está representado por el aumento del tamaño de grano en esa sección e intercalaciones de sedimentos.

Índice General

	Página
I	
Introducción.....	1
1	Objetivos 5
II	
Revisión Bibliográfica.....	6
1	Ambientes lacustres 6
1.1	Ambientes sedimentarios lacustres como registros paleolimnológicos..... 7
1.2	Influencia del clima en la sedimentación lacustre 9
1.2.1	Evolución climática del cuaternario 10
1.3	Influencia de la actividad sismo-tectónica en la sedimentación lacustre 11
1.3.1	Respuesta geoquímica de los elementos durante eventos sísmicos..... 14
2	Geoquímica 15
2.1	Movilidad elemental 16
2.2	Registros paleolimnológicos en elementos químicos 18
3	Quimioestratigrafía 20
3.1	Atributos químicos y sus aplicaciones como indicadores..... 20
3.2	Interpretaciones gráficas de los atributos químicos..... 21
3.3	Nociones de estadística 23
3.3.1	Estadística Univariada 23
3.3.2	Estadística Multivariada..... 24
4	Marco Geológico 26
4.1	Marco geológico Regional 26
4.1.1	Sistema de Fallas de Boconó..... 30
4.1.2	Contexto paleoclimático de la cordillera de Mérida durante el Holoceno 33

4.2	Marco Geológico Local	34
5	Antecedentes	37
5.1	Antecedentes Internacionales	37
5.1.1	Trabajos previos en registros paleoclimáticos en lagos	37
5.1.2	Trabajos previos en registros paleosísmicos en lagos	39
5.2	Antecedentes Nacionales	40
III	Metodología.....	43
1	Recolección de núcleos de afloramiento.....	43
2	Etapa de laboratorio	45
2.1	Descripción de los núcleos de afloramiento.....	46
2.2	Toma de muestras	46
2.3	Tratamiento físico y químico de cada muestra.....	48
2.3.1	Tratamiento físico	48
2.3.2	Tratamiento químico	48
2.3.2.1	Análisis elemental.....	50
3	Tratamiento de datos.....	51
IV	Resultados	53
1	Descripción estratigráfica de los núcleos de afloramiento.....	53
2	Región de solape.....	55
3	Análisis termogravimétrico	57
4	Perfiles quimioestratigráficos	57
5	Comportamiento estadístico de las variables	60
5.1	Estadística Univariada	60
5.2	Quimioestratigrafía de los sedimentos del Valle Glacial La Canoa	62
V	Interpretación de resultados.....	74
1	Termogravimetría	74
2	Interpretación paleoclimática de los resultados.....	76
2.1	Implicaciones paleoclimáticas	80

3	Interpretación de un proceso depositacional distintivo.....	84
3.1	Origen de la depositación distintiva	88
VI	Conclusiones.....	91
VII	Recomendaciones	93
VIII	Referencias Bibliográficas	94
IX	Apéndice.....	101

Índice de figuras

	Página
1	Ubicación de la zona de estudio 4
2	Mecanismos y tipos de sedimentos siliciclásticos en un lago 7
3	Evolución de la concentración de oxígeno-18 en las conchas de los foraminíferos béticos (de aguas profundas) durante los últimos 5 millones de años. 10
4	Licuación sismo-inducida en el paleolago Los Zerpa 12
5	Procesos sedimentarios que ocurren durante la depositación de la facies de la homogenita..... 13
6	Relaciones carga/radio y comportamiento geoquímico 17
7	Diagrama Eh-pH para las especies de Mn-H-O 18
8	Perfil quimioestratigráfico y curva de acumulación porcentual de Fe/Al 22
9	Modelo de diagrama de caja (Box plot) 23
10	Modelo de histograma de frecuencia..... 24
11	Ejemplo de dendrograma de agrupamiento Cluster 25
12	Modelo de gráfico de agrupamiento restringido o “cluster constrained” 26
13	Mapa geológico de la Cordillera de Mérida y localización de la zona de estudio 28
14	Esquema de límites de placas en Venezuela 29

15	Esquema geodinámico del noroeste de América del Sur, muestra las trayectorias horizontales de máxima tensión y movimiento relativo de vectores con respecto a América del Sur.....	30
16	Mapa de ubicación geográfica de la Falla de Boconó respecto a las fallas principales de la región. Los círculos blancos representan epicentro de sismos entre 1910 y 2002	31
17	Medidas instrumentales de profundidad de sismicidad en los Andes de Mérida en el período 1983-1999.....	32
18	Representación del Valle Glacial La Canoa y geomorfología adyacente a Pueblo Llano	35
19	Fotografía satelital del valle glacial La Canoa	37
20	Secuencia de imágenes que esquematizan la toma de los núcleos de afloramiento.....	44
21	Fotografías correspondientes a los núcleos de afloramiento tomados en el valle glacial La Canoa, en su sección distal.....	45
22	Fotografías correspondientes a la toma de cada muestra dentro de las secuencias	46
23	Ubicación de las muestras dentro de los núcleos de afloramiento	47
24	Fotografía del proceso de pulverización y homogeneización de cada muestra.....	48
25	Esquema del tratamiento químico de cada muestra.....	50
26	Columna estratigráfica de la canaleta PLL-03-08 sup.	53
27	Columna estratigráfica de la canaleta PLL-04-08 inf.	54
28	Secuencia unificada con PLL-03-08 sup. y PLL-04-08 inf.	55
29	Perfiles quimioestratigráficos de los óxidos de Si, Fe, K y Al, donde se observa la correspondencia en las tendencias de las concentraciones	56
30	Perfiles de pérdida de volátiles a 105°C, 550°C y 750°C, respectivamente.	57
31	Perfiles quimioestratigráficos de los elementos químicos	58
32	Histogramas de frecuencia y cajas gráficas de Ba, La y Al.....	61
33	Dendrograma de agrupamiento	63

34	Análisis de Componentes Principales.....	64
35	Análisis de Componentes Principales. Región de solape entre las secuencias.....	66
36	Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO ARCILLA.....	66
37	Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO ARCILLA con subquimiofacies marcadas.....	67
38	Perfiles quimioestratigráficos con las quimiofacies identificadas para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO ARCILLA.....	68
39	Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO LIMO.....	70
40	Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO LIMO con subquimiofacies marcadas	71
41	Perfiles quimioestratigráficos con las quimiofacies identificadas para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO LIMO	72
42	Gráficos de correlación de los óxidos de Aluminio, Hierro y del Vanadio en ppm en función de la pérdida de volátiles a la temperatura de 550°C	74
43	Gráfico de correlación del óxido de respecto a la pérdida a 750°C ..	76
44	Perfil quimioestratigráfico de la relación interelemental K/Al	77
45	Perfiles de CIA y PIA en la secuencia estratigráfica.....	79
46	Perfiles quimioestratigráficos de SiO ₂ y Zr.....	81
47	Evidencia de la ciclicidad en la radiación solar que incide en la Tierra y su relación con fluctuaciones climáticas.....	83
48	Sección de la secuencia sedimentaria, índice de un proceso climático más intenso.....	85
49	Perfiles quimioestratigráficos de la secuencia, resaltando el tope y la altura de 21 cm.....	86
50	Esquema de la ocurrencia del depósito sedimentario que se observa desde el tope de la secuencia hasta la altura de 19 cm	90

Índice de tablas

		Página
1	Influencia del clima, la geología y la actividad sismotectónica en la sedimentación en lagos	8
2	Diferencias generales entre sismoturbiditas y turbiditas de origen no sísmico (secuencia Bouma)	14
3	Características de la facies de la homogenita y las turbiditas (generadas por tracción)	15
4	Clasificación geoquímica de los elementos	16
5	Comportamiento de los elementos químicos mayoritarios y traza frente a procesos de sedimentación en lagos.....	19
6	Elementos como indicadores químicos de proveniencia de sedimentos y condiciones climáticas y redox durante el proceso de sedimentación	21
7	Prueba de normalidad de Shapiro – Wilk’s para un intervalo de confiabilidad de 95%, con un número de muestras n: 37	62
8	Elementos constituyentes de cada asociación elemental obtenida mediante dendograma de agrupamiento	63

Índice del apéndice

	Figuras	Página
51	Histogramas de frecuencia y cajas gráficas de cada elemento químico	106
52	Gráficas de error estándar de cada elemento en la región de solape entre las columnas.....	112
53	Perfiles quimioestratigráficos.....	122

Tablas

9	Condiciones de operación del equipo de espectroscopía de emisión óptica inductivamente acoplado a plasma y de espectroscopía de emisión atómica con fuente de llama	104
---	---	-----

10	Valores teóricos y experimentales del material de referencia certificado y factor de corrección aplicado a las muestras.....	104
11	Longitudes de onda, coeficiente de correlación y límites de cuantificación de los elementos determinados	105
12	Valores de W tabulada para la prueba de Shapiro & Wilks.....	111
13	Resultados del análisis de ANOVA de dos vías (99% de significancia)	112
14	Resultados del Análisis de Componentes Principales (ACP)	115
15	Porcentajes de pérdidas de volátiles en termogravimetría	118
16	Concentraciones en porcentaje (%) para los elementos mayoritarios.....	120
17	Concentraciones (ppm) para los elementos traza	121

I. Introducción

Los lagos pueden ser definidos como trampas de sedimento en los cuales la historia de la cuenca hidrográfica a la que pertenecen y procesos internos a éste son registrados continuamente (Isla y Espinoza, 2008); considerándose ambientes sedimentarios especialmente sensibles a variaciones en las condiciones ambientales y al sistema que los envuelve (Cohen, 2003). Al mismo tiempo, el registro que llevan es tan preciso que se podrían discriminar efectos anuales y estacionales (Isla y Espinoza, 2008).

La paleolimnología se encarga del estudio del origen, procesos y registros que almacenan los lagos a través del tiempo, las variables que controlan su desarrollo e historia posterior son el clima, la composición de la roca ubicada en su lecho, la actividad volcánica, la actividad tectónica, la vegetación, la biota acuática y el factor antrópico (Cohen, 2003).

Estudios realizados por Leeman y Niessen, (1993), Björck *et al.*, (1996), Jacob *et al.*, (2004), Stansell *et al.*, (2005), Carrillo *et al.*, (2008), Rull, (1999), con base en la dinámica glacio-lacustre holocena, han caracterizado procesos, causas e implicaciones, de los cuales se ha podido deducir que las variaciones climáticas controlan significativamente los procesos de sedimentación en lagos. Por ejemplo, la distribución de minerales de arcilla en sedimentos lacustres de los Andes venezolanos, presentan una relación con patrones climáticos y altitudinales específicos (Weingarten *et al.*, 1990). Por su parte estudios de polen reflejan variaciones climáticas y en intervalos de temperaturas precisadas durante el holoceno, definiendo estadios fríos y cálidos en la región (Salgado-Labouriau *et al.*, 1977, Salgado-Labouriau, 1991).

De igual manera, durante el proceso de sedimentación en lagos ubicados en regiones tectónicamente activas, esta característica ejercerá una gran influencia, autores como Sims, (1975); Chapron *et al.*, (1999); Bertrand *et al.*, (2008), Carrillo *et al.*, (2008), mencionan que el registro de sedimentos de un lago puede ser utilizado como indicador de actividades sismo-tectónicas en la región, considerando tanto textura como tamaño de grano de los mismos, lo que genera fenómenos de licuación, fluidización y trixotropía, así como facies de homogenita fácilmente caracterizables mediante su composición química y mineralógica.

De esta forma, los procesos de sedimentación en lagos ubicados en ambientes tectónicos activos e influenciados por fluctuaciones climáticas representan una combinación de factores que controlan la geoquímica de los sedimentos (Carrillo *et al.*, 2008)

En Venezuela, la ocurrencia de lagos de montaña generalmente está asociada al retroceso de glaciares ubicados en la cordillera de Mérida, razón por la cual una de las características de esta cordillera es la presencia de lagos ubicados sobre altitudes superiores a 3.400 metros ocupando circos u otras depresiones de origen glacial (Weingarten *et al.*, 1990). Por su parte, la geomorfología de la cordillera de Mérida ha estado controlada tanto por la tectónica como por el factor climático desde el Pleistoceno Tardío y Holoceno. (Schubert, 1970; González de Juana, 1980).

Los Andes venezolanos son una cadena montañosa de más de 450 Km, ubicada en el suroeste del país y de dirección norte-este, donde las máximas elevaciones se encuentran en la Sierra Nevada de Mérida, región central de la cordillera y las mayores alturas alcanzan los 5.007 metros sobre el nivel del mar (Pico Bolívar). (Weingarten *et al.*, 1990).

El potencial sísmico de la región está controlado por el sistema de falla de Boconó, el cual ha tenido lugar a partir de la creación de esta cadena montañosa dada la colisión entre las placas Caribe y Suramericana produciendo a su vez un gran cinturón de deformación, donde la dirección de la compresión (noroeste-sureste) genera componentes de deformación que a su vez han producido corrimientos y fallas rumbo-deslizantes (Audemard y Audemard, 2002).

Por otra parte las estimaciones en cuanto a la evolución climática de los Andes venezolanos proponen episodios muy fríos entre 17.000 y 15.000 años antes del presente (Rull, 1996); entre los 13.000 y 10.500 años lo caracterizan con oscilaciones entre fases muy frías, además, en el intervalo entre 4.500 o 5.000 hasta 1000 años antes del presente la cordillera de Mérida, según perfiles de polen manifiesta un clima más húmedo que el actual (Graf, 1996)

Una de las localidades donde los procesos de sedimentación se han generado en medio de un ambiente dinámico en cuanto a las fluctuaciones climáticas y el contexto sismotectónico es el Valle Glacial La Canoa (Figura 1), al noroeste de la región de Pueblo Llano en los Andes centrales de Mérida, este ha sido descrito por Mahaney *et al.*, (2000) quienes determinaron que

las morrenas adyacentes, que le dieron origen al depósito lacustre, fueron generadas durante el retroceso de glaciares en el período de tiempo dentro del cual ocurre la Glaciación Mérida (18 mil años A.P.).

En esta región no se ha llevado a cabo hasta el momento ningún estudio geoquímico de los sedimentos que componen el sistema, y debido a la importancia que implica el conocimiento de los procesos de sedimentación posiblemente influenciados por fluctuaciones climáticas y eventos sísmicos el presente proyecto está orientado hacia el estudio quimioestratigráfico de los mismos. Esta investigación generará un aporte tanto para la aplicación de las herramientas quimioestratigráficas como para la comprensión de la dinámica climática y sísmica de la región en función de los eventos naturales que en este sentido ha sobrellevado y puede afrontar en el futuro.

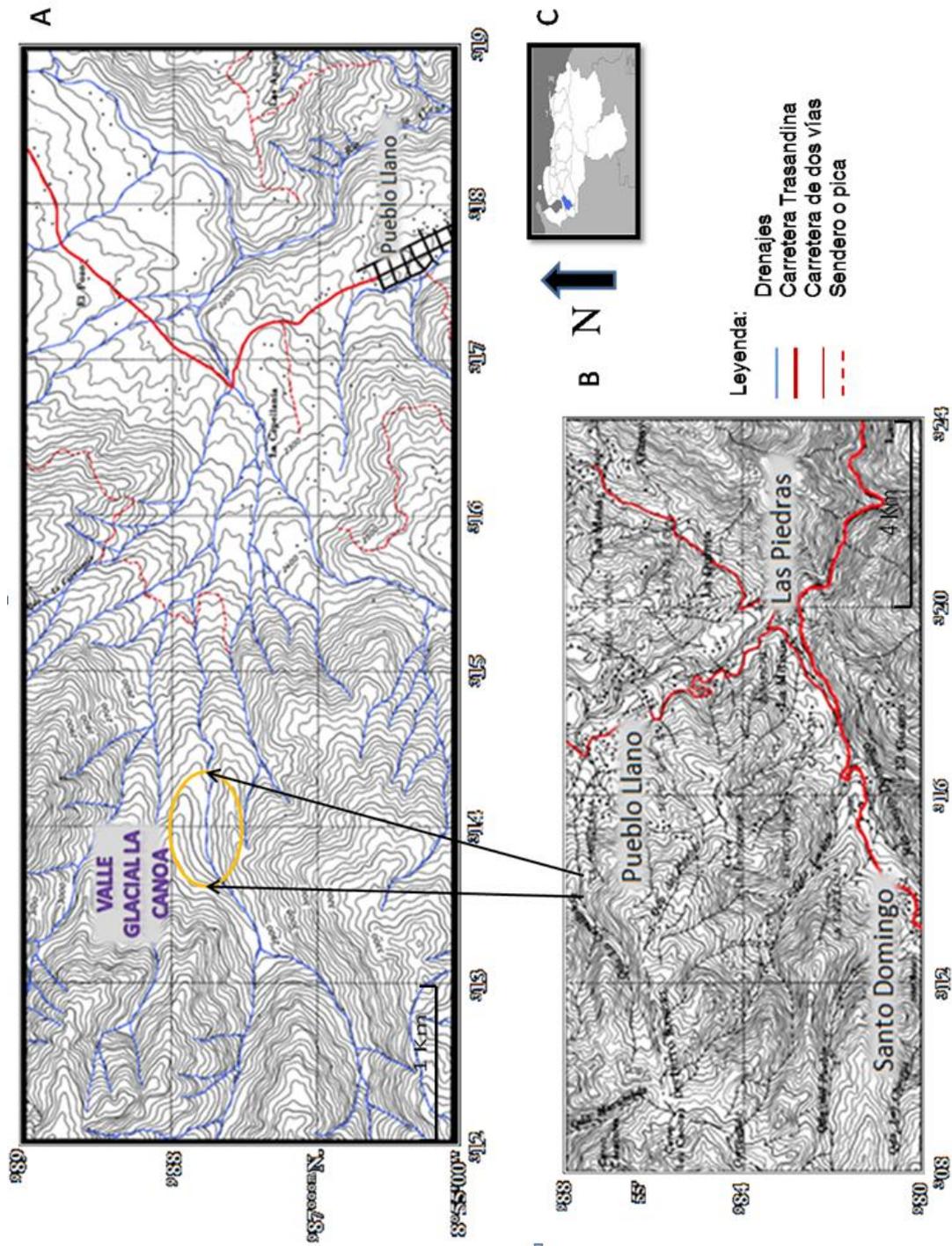


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. A: Valle glacial La Canoa, B: Pueblo Llano, a 65 Km de Barinas y 102 Km de Mérida, sobre la carretera Trasandina, C: Posición relativa a nivel nacional. Tomado y modificado del Mapa de Santo Domingo SO, hoja 6045-I

En función de las ideas y conceptos establecidos se proponen los siguientes objetivos:

1. Objetivos

1.1. Objetivo general

- Caracterizar los sedimentos lacustres del Valle Glacial La Canoa, región de Pueblo Llano, estado Mérida, en su sección distal, desde el punto de vista geoquímico y sedimentológico y determinar su relación con posibles fluctuaciones climáticas y eventos paleo-sísmicos.

1.2. Objetivos específicos

- Determinar la distribución estratigráfica de los elementos mayoritarios, minoritarios y traza (Si, Fe, Al, Na, Ca, K, Mn, Ti y P, Ba, Bi, Cr, Co, Cu, La, Pb, U, V, Zn y Zr), en los sedimentos lacustres.
- Establecer quimiofacies en función de la asociación de atributos químicos y la subdivisión de muestras en la columna estratigráfica asociándolas a procesos climáticos y sismo-tectónicos ocurridos en la cuenca.

II. Revisión Bibliográfica

1. Ambientes lacustres

Los ambientes lacustres abarcan aquellas cuencas o depresiones creadas por distintos mecanismos, tales como movimientos tectónicos, procesos glaciales, actividad volcánica y actividad fluvial que almacenan considerables masas de agua continental (Boggs, 1995). Cohen (2003) sugiere que para definir un sistema lacustre se requiere una depresión topográficamente cerrada y presencia de agua.

La mayor proporción de lagos en el mundo son de tipo glacial y tectónico, el resto representa una pequeña fracción en cantidad, área o volumen de agua en la actualidad (Cohen, 2003). La abundancia de los lagos glaciales existentes se debe a la extensa glaciación producida durante el Pleistoceno y al presente están distribuidos en regiones afectadas por la misma, reflejando las condiciones climáticas modernas (Cohen, 2003).

En los sistemas lacustres, la composición de los materiales sedimentarios depende de la geología de la región y el clima, además, pueden ser modificados por procesos biológicos, dentro de la cuenca hidrográfica o en el propio lago. Por la acción de las corrientes y el oleaje, las partículas a depositarse tendrán una distribución dentro de la cuenca que será dependiente de su tamaño y densidad, tomando en cuenta la energía del sistema, así bien, hacia las orillas, o línea de costa del lago el tamaño de partículas será más grande que en la zona distal o parte central y profunda del mismo. Sin embargo, esta disposición puede verse afectada por flujos turbulentos (corrientes de turbidez) que eventualmente podrían desplazar los sedimentos gruesos ubicados en la orilla hacia las zonas más profundas (Wetzel, 1981).

Los procesos físicos que influyen durante la sedimentación lacustre incluyen vientos, influjo de ríos, calor atmosférico y en menor magnitud presión barométrica superficial y gravedad. Los vientos originan las corrientes y oleaje, que a su vez controlan la movilización de sedimentos y cambios morfológicos en las líneas de playa (Méndez, 2006).

En la figura 2 se muestran los mecanismos y tipos de sedimentos siliciclásticos en un lago; donde en la distribución del tamaño de grano interviene el hecho de que en uno de los extremos la

sedimentación es escasa y de baja energía proveniente de ríos pequeños (lodo homogéneo y laminado) y en el otro ocurre una mayor sedimentación debido a la presencia de un delta (arenas), además, la generación de corrientes turbidíticas se produce tal como en ambientes marinos, por desestabilización de sedimentos. Por último, el calor atmosférico genera diferencias de densidad en las aguas, produciendo estratificación de la misma, que por su enfriamiento da lugar a corrientes de densidad que crea mezcla de las aguas, lo que cambia sus condiciones fisicoquímicas (Méndez, 2006).

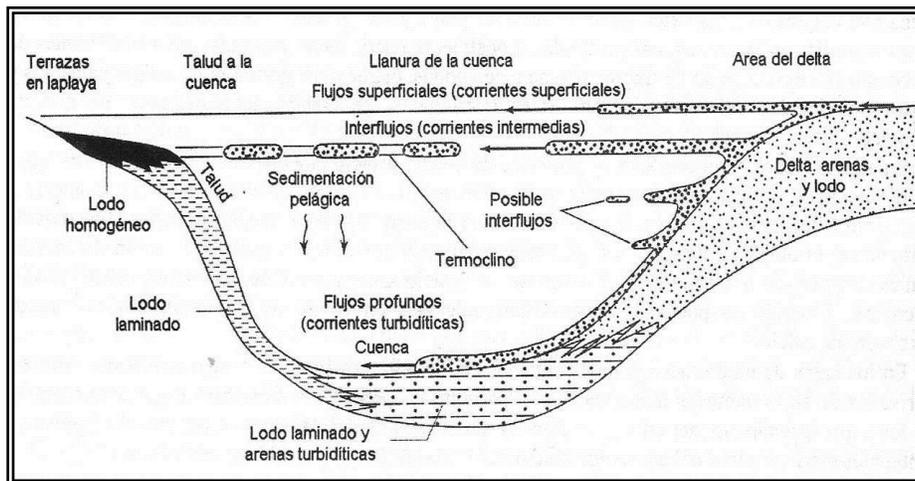


Figura 2. Mecanismos y tipos de sedimentos siliciclásticos en un lago. Tomado de Méndez, 2006.

1.1. Ambientes sedimentarios lacustres como registros paleolimnológicos

Los sedimentos lacustres son considerados uno de los más importantes archivos continentales para el estudio de condiciones paleoambientales. (Barros de Oliveira *et al.*, 2009) Los registros paleolimnológicos son de tres tipos principalmente, en primer lugar aquellos relacionados al agua, ya que esta tiene dentro del sistema lacustre, por lo general, un largo período de residencia dentro del cual puede proporcionar importantes huellas de la historia del lago y los procesos involucrados, por otra parte está el factor geomorfológico de las cuencas lacustres, por elementos como su línea de costa y características de su forma que se mantienen durante muchos miles de años, por último, y más importante, los sedimentos, esta condición se debe a que proveen el registro más duradero de la cuencas sedimentarias lacustres (Cohen, 2003). Los factores que influyen en la sedimentación en lagos son variados y dependen tanto de la geología de la cuenca como del clima, la formación y/o evolución del lago, la entrada y salida de agua, la circulación

interna y la productividad orgánica (Cohen, 2003), adicionalmente, la actividad sismotectónica representa en las secuencias lacustres un factor igualmente influyente (Sims, 1975). En la tabla 1 se muestra de manera general la influencia tanto de la geología, del clima y de la actividad sismotectónica durante los procesos de sedimentación en lagos.

Tabla 1. Influencia del clima, la geología y la actividad sismotectónica en la sedimentación en lagos. Tomado de Cohen, 2003; Chapron, 1999; Rodríguez, 1998.

Factor	Influencia
Geología	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Mineralogía de sedimentos y su distribuciones ✓ Magnitud de la erosión del material parental ✓ Modelo de formación del lago ✓ Suministro de aguas subterráneas
Clima	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Intensidad de meteorización y transporte de sedimentos ✓ Generación de minerales autigénicos ✓ Efectos de temperatura y especies disueltas durante la diagénesis ✓ Condiciones redox y mezcla de sedimentos ✓ Fluctuaciones en el nivel de agua del lago
Actividad sismotectónica	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Suceptibilidad a licuación de sedimentos ✓ Fenómenos de trixotropía y fluidización ✓ Deformaciones gravitatorias en sedimentos

Los registros sedimentarios en lagos, fuente de análisis paleolimnológicos incluyen sedimentos terrígenos, por precipitación, y biogénicos, además cosmogénicos, volcanogénicos, fósiles y los producidos fuera del lago como el polen (Cohen, 2003).

1.2. Influencia del clima en la sedimentación lacustre

El clima ejerce una gran influencia sobre la sedimentación lacustre, tomando en cuenta que el nivel de agua en los lagos es controlado por el balance entre la precipitación y la evaporación (Méndez, 2006) en lagos ubicados en zonas de clima árido, la sedimentación química va a estar dominada principalmente por la precipitación de evaporitas tales como halita, silvita, sulfatos y otras sales, a diferencia de lagos ubicados en climas húmedos, donde la sedimentación de origen químico estará controlada por la precipitación de carbonatos (Boogs, 1995), de esta manera, de acuerdo a las propiedades de cada mineral, su fase estará favorecida dependiendo del clima donde se encuentre.

En lo que respecta a sedimentos de origen clástico, la entrada de estos en las cuencas lacustres es afectada por la abundante o escasa cobertura vegetal de la región, indicando así que en regiones áridas la entrada de sedimentos es mayor que en otras donde el clima favorezca el crecimiento de vegetación; así como la vegetación influye en la entrada de sedimentos, el tamaño de estos está ligado en gran parte a los episodios fríos que pueden afectar un lago, ejemplo de esto se encuentra en lagos ubicados en climas fríos, donde la disminución de las temperaturas, causantes de la congelación de los mismos producen el cese de la entrada de sedimentos, generando la depositación de sedimentos suspendidos de grano fino durante dicho período (Boggs, 1995).

Por otra parte, al variar estacionalmente las condiciones climáticas, generalmente en lagos glaciales se crea un tipo de sedimentación cíclica que se observa en sedimentos laminados y en las que se involucran diferencias litológicas (Vera, 1994). Estas diferencias a manera de alternancia rítmica, formada por láminas de sedimentos finos y láminas de sedimentos gruesos son denominadas en pares como varvas, éste término fue incluido por Gerard De Geer en 1912 y es una forma de reconstruir cronológicamente variaciones tanto glaciares como estacionales en sedimentos lacustres. En este sentido, cada lámina corresponde a una litología distinta, las de grano fino, generalmente representadas por arcillas se depositan en meses fríos donde la entrada de sedimentos es más restringido y los colores oscuros pueden deberse a materia orgánica muy fina puesta en suspensión y las de grano gruesos, asociadas a limos o arenas finas en meses cálidos donde por deglaciación aumenta el caudal de los ríos siendo capaces de transportar sedimentos de mayor tamaño, formando un par anual (Méndez, 2006)

Para comprender como han podido influir las variaciones climáticas en la sedimentación cuaternaria es necesario conocer su evolución dentro de este período.

1.2.1. Evolución climática en el Cuaternario

El Cuaternario, período que comprende las épocas Pleistoceno y Holoceno comenzó hace aproximadamente 2,6 millones de años (Walker y Geissman, 2009). El clima en éste período y específicamente durante el límite Plioceno (Terciario Tardío)-Pleistoceno se caracterizó por una disminución en la temperatura (figura 3); en el Pleistoceno Tardío, sobre el hemisferio norte surgen las primeras masas de hielo (3 M.A.) y en el Pleistoceno Temprano sucede un descenso acentuado en la temperatura de la Tierra, evidenciado mediante el estudio de isótopos de oxígeno, partiendo de allí las fluctuaciones climáticas se generaron con mayor intensidad (Méndez, 1997).

Los procesos interglaciales, que tenían una duración de algunos miles de años al comienzo, producían retroceso de los mantos de hielo septentrionales (Laurentino y Finoescandinavo) nuevos, ubicados en el norte de América y Europa, junto a los mantos sobre la Antártida y Groenlandia que ya existían (Uriarte, 2003). El tiempo de retorno de estos períodos interglaciales aumentó aproximadamente desde 1,5 y 0,6 millones de años atrás y se ubican en la actualidad y desde hace 0,6 millones de años entre 80 y 120 mil años (Rutherford, 2000 en Uriarte, 2003), marcando así la tendencia de un período de inestabilidad y fluctuaciones climáticas bruscas.

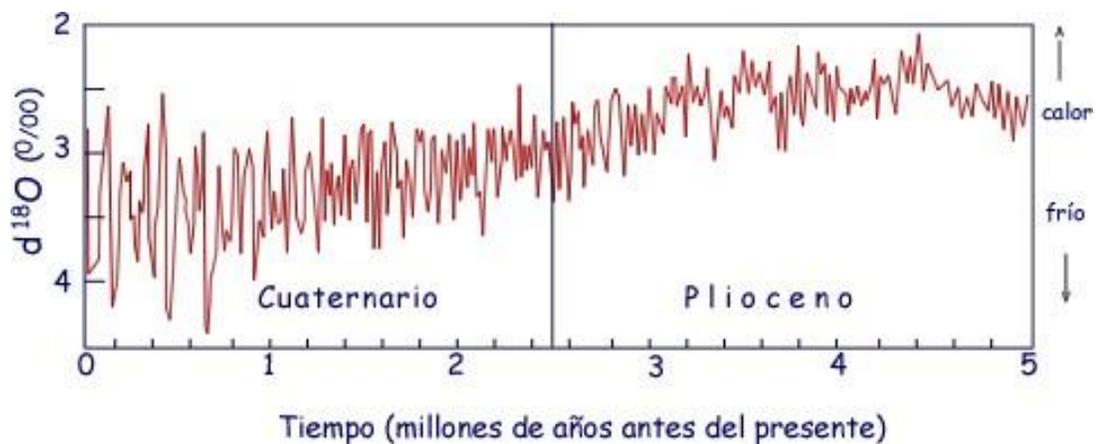


Figura 3. Evolución de la concentración de oxígeno-18 en las conchas de los foraminíferos béticos (de aguas profundas) durante los últimos 5 millones de años. La tendencia a un aumento de la concentración de oxígeno-18 (la escala está invertida) indica una tendencia general al frío y a una mayor acumulación de hielo en los continentes. Tomado de Uriarte, 2003.

Durante el último período glacial (Würm, en Europa, Wisconsin, en América), ubicado hace 115 mil años las fluctuaciones climáticas se hicieron más abruptas (Uriarte, 2003).

El enfriamiento inició en el norte de Europa durante su primera fase (entre 115 mil años y 85-75 mil años), aunque registros de polen indican que en Italia no hubo una disminución de temperatura tan abrupta hasta hace 75.000 años, cuando realmente se entra en glaciación (Uriarte, 2003).

Durante su segunda fase (entre 85-75 mil años – 30 mil años), reflejado en un gran descenso del nivel del mar, hubo acumulación de hielo en los continentes, donde los períodos fríos eran más agudos y largos (Uriarte, 2003); la tercera fase se ubica entre 22.7 y 19.9 mil años a.p. (Stansell *et al.*, 2005) y es conocida como LGM ó el último máximo glacial, debido a la acentuación en la disminución de la temperaturas global.

1.3. Influencia de la actividad sismo-tectónica en la sedimentación lacustre

Los sedimentos lacustres, durante su depositación, son susceptibles a la ocurrencia de eventos sísmicos, los cuales mediante mecanismos de deformación registran tales sucesos (Sims, 1975). Además, en sedimentos con presencia de varvas, es muy fácil determinar la edad de los eventos ya que cada varva (lámina clara-lámina oscura) representa un año de sedimentación (Anderson y Dean, 1988 en Rodríguez, 1998)

Los mecanismos de deformación, en términos generales son tres: trixtropía, licuación y fluidización (Chapron, 1999), su acción conjunta con las deformaciones de sedimentos genera lo que llamamos “sismita”. Dentro de los lagos, por estos contar con una columna de agua, los sedimentos son susceptibles al proceso de licuación; esta característica hace que las estructuras de paleosismicidad (sismitas) se preserven, debido a que factores erosivos significativos no imperan a esas condiciones (Rodríguez, 1998).

Las sismitas se consideran estructuras de origen sísmico en sedimentos no consolidados (Rodríguez, 1998). Estas pueden ser confundidas con estructuras no sísmicas debido a que la forma es la misma y lo que cambia es el factor desencadenante de la perturbación (erosión exagerada, deslizamientos, ascensos bruscos del nivel freático o bien actividad sísmica), por ello,

generalmente se reconocen al compararlas con sismitas ya identificadas como producto de actividad sísmica (Rodríguez, 1998).

La licuación (Figura 4) es uno de los mecanismos de deformación más comunes durante eventos sísmicos (Sims, 1975) además son estructuras sísmicas por excelencia debido a su frecuencia y fácil reconocimiento en trincheras (Rodríguez, 1998). Éste tipo de deformación, junto a la fluidización se da en arenas, gravas y limos.



Figura 4. Licuación sismo-inducida en el paleolago Los Zerpa. Tomado de Carrillo *et al.*, (2006)

La licuación se asocia a la pérdida de resistencia de un material no cohesivo debido a un incremento en la presión de fluidos, generando un comportamiento de líquido en los sedimentos (Rodríguez, 1998); por su parte, la fluidización se considera el paso siguiente de licuación y se da por fenómenos de compactación en sedimentos sin cohesión y hasta en suspensión que experimentan un flujo de agua ascendente, por último la trixotropía puede definirse como la pérdida de resistencia de sedimentos con alta cohesión que al ser agitados se comportan como fluido, ejemplo: las arcillas. (Boswell, 1961 en Rodríguez, 1998).

Otro tipo de deformación, es aquella causada de manera indirecta y son especialmente de tipo gravitatorias (Chapron, 1999), estas actúan en la vertical en todas las superficies con pendiente. Durante la desestabilización de los sedimentos de una pendiente (por motivos sísmicos y no sísmicos) dicha fuerza tendrá dos componentes, uno responsable del desplazamiento y otro que se opone al mismo (Rodríguez, 1998). Esta dinámica de desplazamiento de sedimentos, cuando ocurre bajo condiciones sísmicas produce intensidades notorias de oscilación del agua, lo que genera el llamado “Efecto Seiche” (Figura 5).

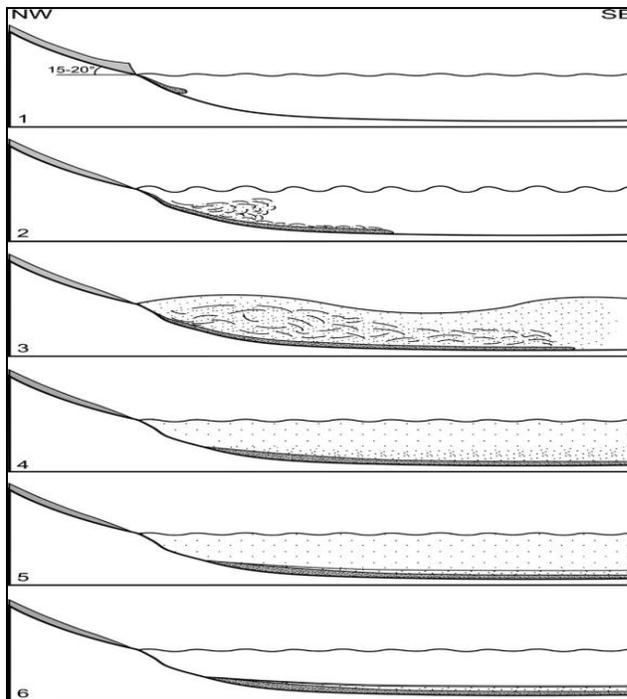


Figura 5. Procesos sedimentarios que ocurren durante la depositación de la facies de la homogenita; **1.** Sedimentos no consolidados e inestables acumulados en la parte superior del flanco de la cuenca, **2.** El sismo provoca la desestabilización de los sedimentos, estos generan una alta densidad de flujo y los más finos quedan en suspensión, **3.** El movimiento sísmico desencadena el efecto seiche, manteniendo el limo y las partículas arcillosas en suspensión, durante este intervalo de tiempo la densidad de flujo disminuye y la mayoría de las partículas gruesas decantan, **4.** Cuando las oscilaciones de agua disminuyen la nube de partículas suspendidas se distribuye y genera un depósito masivo y homogéneo caracterizado por una distribución simétrica de tamaño de grano, **5.** Sólo las partículas muy finas (<10 µm) permanecen en suspensión en la columna de agua, **6.** Las partículas muy finas se depositan después de un tiempo relativamente largo. Tomado de Bertrand *et al.* (2008).

El resultado de este proceso es la decantación de las fracciones más gruesas seguidas de las más finas conforme disminuye la energía del sistema, las fracciones tamaño arcilla quedarán en suspensión hasta que el medio permita su depositación en una estructura homogénea llamada homogenita, bajo la cual yacen los sedimentos removilizados y transportados que conforman las sismoturbiditas.

El resultado de este proceso es la decantación de las fracciones más gruesas seguidas de las más finas conforme disminuye la energía del sistema, las fracciones tamaño arcilla quedarán en suspensión hasta que el medio permita su depositación en una estructura homogénea llamada homogenita, bajo la cual yacen los sedimentos removilizados y transportados que conforman las sismoturbiditas.

Las sismoturbiditas no siempre van acompañadas superiormente por la facies de la homogenita, ya que su ocurrencia depende de la velocidad de la corriente y la profundidad del agua (Bertrand *et al.*, 2008).

Debido a que para los efectos del presente proyecto la caracterización geoquímica de los sedimentos lacustres estará basada en la identificación química de este tipo de estructuras generadas por sismos es importante establecer las diferencias geoquímicas entre una secuencia turbidítica de origen no sísmico y una de origen sísmico.

1.3.1. Respuesta geoquímica de los elementos durante eventos sísmicos

Las sismoturbiditas pueden ser definidas como secuencias generadas durante eventos de desestabilización de sedimentos provocados por un sismo (Shiki *et al.*, 2000), esta desestabilización puede ser atribuida a corrientes de turbidez donde los mecanismos de transporte y depositación entran en juego. Por otra parte, las secuencias turbidíticas no sísmicas o ideales son llamadas Bouma, estas presentan un arreglo de facies difícilmente distinguibles en una sismoturbidita y se producen igualmente por una desestabilización de sedimentos y posterior transporte y depositación de los mismos pero por motivos no sísmicos (Tabla 2).

Tabla 2. Diferencias generales entre sismoturbiditas y turbiditas de origen no sísmico (secuencia Bouma). Tomado de Shiki *et al.*, 2000; Carrillo *et al.*, 2006; Bertrand *et al.*, 2008; Nakajima y Kanai, 2000)

Sismoturbidita	Turbidita de origen no sísmico
Presencia de estructuras sedimentarias truncadas y capas amalgamadas de arenisca	Capa única
Fuentes múltiples	Una sola fuente
Corrientes de turbidez múltiples propician la depositación	La disminución de una corriente de turbidez genera la depositación
Gradación normal e inversa, no hay continuidad del tamaño de grano	Gradación normal de base a tope
Composición química variable entre capas y dentro de las mismas.	Composición química uniforme entre capas

Las sismoturbiditas han sido caracterizadas por diversos autores, entre los que se encuentran Shiki, *et al.* (2000), Nakajima y Kanai (2000) y Carrillo *et al.* (2008), concordando en que se manifiesta con una depositación por tracción a la base de la secuencia, constituida por una granulometría tamaño arena en contacto gradacional o no con una facies limo-arcillosa, donde predomina la fase arcillosa llamada homogenita (Tabla 3), o facies hemipelagitas (Nakajima y Kanai, 2000).

Tabla 3. Características de la facies de la homogenita y las turbiditas (generadas por tracción). Tomado y modificado de Nakajima y Kanai ,2000 y González, 2009.

Variabes	Hemipelagitas (Homogenitas)	Turbiditas (gradadas)
Estructuras sedimentarias	Capa homogénea	Laminación paralela y cruzada; capas homogéneas y/o amalgamadas.
Distribución de tamaño de grano	Unimodal	Bimodal
Composición química	Abundancia en Fe ₂ O ₃ , MnO, Na ₂ O y P ₂ O ₅ (Nakajima y Kanai ,2000). Altas concentraciones de: Óxidos de Al, K, Fe, Mn, Mg, Ba y Cu; Zr y Ti se concentran hacia la base (González, 2009)	Abundancia en TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, CaO, MgO, V, Cr, Sr y Ba (Nakajima y Kanai ,2000). Altas concentraciones de SiO ₂ , Na ₂ O, CaO y Zn con tendencia negativa hacia el tope (González, 2009)

2. Geoquímica

La abundancia, distribución y migración de los elementos en la Tierra, precepto fundamental de la Geoquímica (Mason y Moore, 1982, Brownlow, 1996) depende de las propiedades tanto físicas como químicas de los elementos, las cuales se desprenden de la estructura electrónica de los átomos y de su número atómico (Brownlow, 1996). Estas propiedades guardan una periodicidad entre cada elemento y están representadas en lo que conocemos como tabla periódica de los elementos (Brownlow, 1996). El orden relativo de abundancia de los elementos mayoritarios de la corteza terrestre es O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg y Ti.

En la Tierra, la distribución de los elementos depende de su capacidad de formación de minerales y las mayores concentraciones se encuentran en las fases minerales de las cuales estos son componentes mayoritarios (Mason y Moore, 1982), definiendo elementos mayoritarios como estos que se encuentran en una concentración mayor al 1% en la roca, minoritarios, los que se hallan entre 1 y 0,1% y en concentraciones menores a 0,1% los traza (Martínez, 2007).

Una forma de comprender la distribución y asociaciones elementales que ocurren de manera natural en la Tierra es mediante la clasificación geoquímica de los elementos, propuesta por

Goldschmidt en el año 1954 (Brownlow, 1996). Esta clasificación se basa en la similitud de la configuración electrónica de grupos de elementos, estableciendo 4 grupos fundamentales, siderófilos, calcófilos, litófilos y atmósfilos (Mason, 1966), en la tabla 4 se encuentra el listado de elementos que pertenecen a cada grupo.

Tabla 4. Clasificación geoquímica de los elementos. Tomado de Brownlow, (1996).

Siderófilos			Calcófilos						Litófilos				Atmósfilos			
			Meteoritos			Corteza										
C	P	Fe	P	S	V	S	Fe	Co	Li	Be	B	O	F	H	C	N
Co	Ni	Ge	Cr	Mn	Cu	Ni	Cu	Zn	Na	Mg	Al	Si	Cl	O	Cl	Br
Mo	Ru	Rh	Zn	As	Se	Ga	As	Se	K	Ca	Sc	Ti	V	I	G.N	
Pd	Sn	Ta	Ag	Cd	Te	Mo	Rh	Pd	Cr	Mn	Br	Rb	Sr			
Re	Os	Ir				Ag	Cd	In	Y	Zr	Nb	I	Cs			
Pt	Au					Sb	Te	Hg	Ba	La	Hf	Ta	W			
						Ti	Pb	Bi	Th	U	T.R.					

2.1. Movilidad elemental

En ambientes naturales la meteorización genera una distribución secundaria de elementos, esta se fundamenta en la desintegración y descomposición de rocas debido a interacciones químicas como disolución, hidrólisis, adsorción y reacciones óxido-reducción (Brownlow, 1996).

La movilidad de los elementos depende de las propiedades intrínsecas de los materiales así como del ambiente exógeno en el cual se encuentren. El potencial iónico, definido como la relación carga/radio, establece la posibilidad de permanecer en solución o precipitar, por ejemplo, elementos como sodio, calcio y potasio, los cuales tienen un potencial iónico bajo permanecen en solución durante los procesos de meteorización y transporte, en cambio, los elementos con potencial iónico intermedio generalmente precipitan por hidrólisis, como por ejemplo los hidróxidos de hierro (Fe(OH)₃) y aluminio (Al(OH)₃), por último, elementos con alto potencial iónico tienden a formar aniones solubles con oxígeno, ejemplo: nitrato (NO₃)⁻, sulfato (SO₄)⁻, entre otros (Mason y Moore, 1982). La figura 6 muestra las relaciones carga/radio de algunos elementos y su respectivo comportamiento geoquímico.

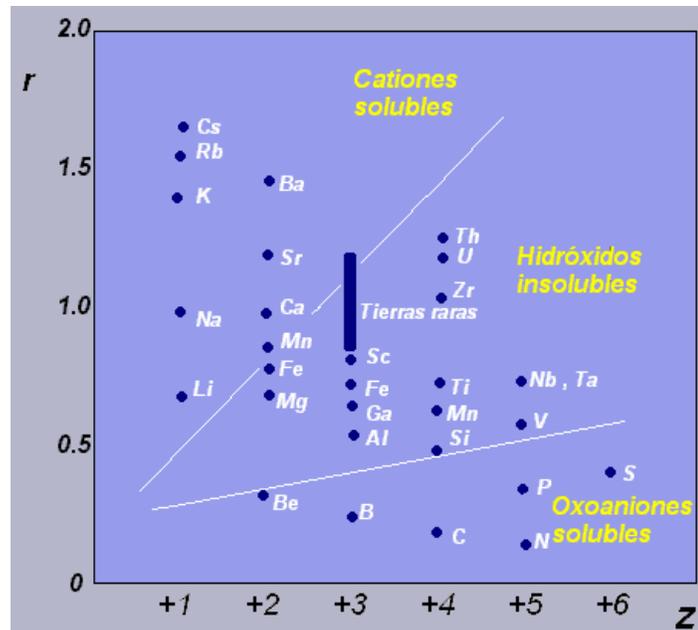


Figura 6. Relaciones carga/radio y comportamiento geoquímico. Tomado y modificado de Martínez, 2007.

Otros factores que afectan la movilidad de las especies son el pH y Eh. El pH puede controlar la solubilidad de las especies químicas, ejemplo: a pH: 3 el aluminio permanece en solución como Al^{+3} y a pH: 7 precipita como $\text{Al}(\text{OH})_3$. Por su parte, el Eh siendo una medida de la disponibilidad de electrones en el medio, define el ambiente de óxido – reducción. En este sentido, diferencias en una o ambas variables controlará la precipitación o movilización de los elementos o especies involucradas (Martínez, 2007). Ejemplo de esto es el Fe con sus dos estados de oxidación (Fe^{+2} y Fe^{+3}), sin embargo existen otras especies sensibles al Eh del medio donde se encuentren, tal como el Mn, del cual se muestra su diagrama de estabilidad Eh/pH en la figura 7.

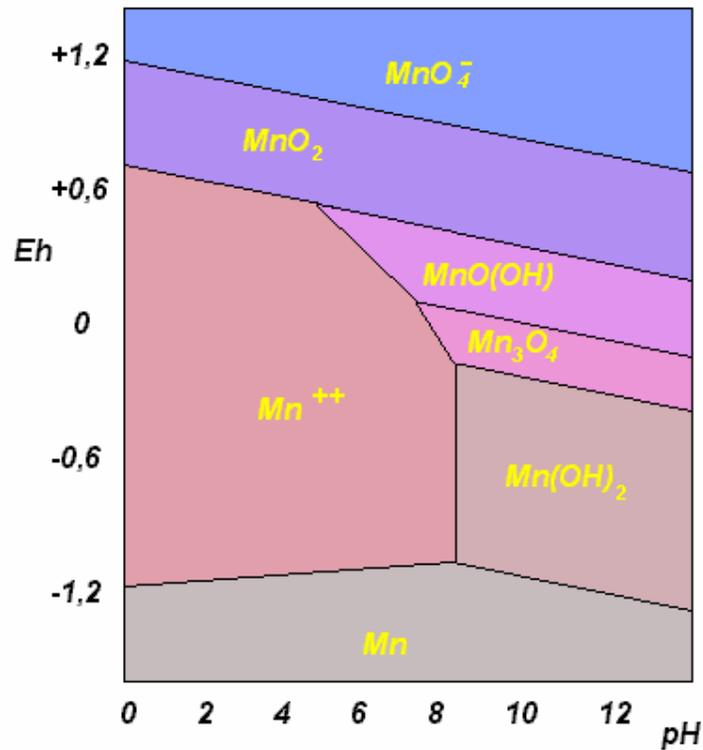


Figura 7. Diagrama Eh-pH para las especies de Mn-H-O. Tomado de Martínez (2007).

2.2. Registros paleolimnológicos en elementos químicos

Los elementos químicos según sus propiedades (movilidad y estabilidad) y el ambiente donde se encuentren generan información paleolimnológica de interés en el estudio sedimentario de lagos, en la tabla 5 se detalla el comportamiento de diversos elementos frente a procesos de sedimentación y las condiciones que ellos registran.

Tabla 5. Comportamiento de los elementos químicos mayoritarios y traza frente a procesos de sedimentación en lagos. Tomado de Cohen, 2003, Pearce *et al*, 1999.

Si y Al
Estos elementos, se consideran no reactivos e insolubles ante condiciones ambientales, por ello, estos tienden a acumularse en perfiles de meteorización siendo indicadores de condiciones climáticas cálidas cuando sus valores son elevados. La relación Al/Si tiende a aumentar cuando las condiciones de meteorización química y lixiviación son tales como para generar la pérdida de Si (y cationes asociados como K, Na, Ca y Mg).
Na, K y Ti
Generalmente Na y K se encuentran precipitados en minerales autigénicos cuando las condiciones son altamente salinas o por adsorción en minerales finos. Durante episodios de erosión y descarga de sedimentos terrígenos rápida, estos elementos aumentarán de concentración, debido a la gran lixiviación que en ellos tiene lugar producto del ambiente de meteorización. Por su parte el Ti, también es liberado durante períodos de meteorización, sin embargo presenta una movilidad muy baja respecto al Na y K. Las relaciones Al/Ti y K/Al son asociadas a diferentes intensidades de meteorización.
Ca, Mg y Sr
El Ca y Mg, por ser de los elementos mayoritarios constituyentes de rocas sus concentraciones se interpretan en cuanto a procedencia de tipo silicatada o por presencia de organismos, por otra parte, tienen un comportamiento similar al Na K en cuanto a su liberación bajo condiciones de erosión y reducción de estabilidad de suelos. La presencia de Ca, Mg y Sr tiene relación con minerales autigénicos de carbonato y de esqueletos de invertebrados. El Sr, debido a su capacidad de incorporarse en estructuras de carbonatos y en su propia fase (aragonito) es indicador de condiciones de evaporación.
Fe y Mn
Estos elementos se encuentran generalmente asociados a granos minerales no alterados, tales como óxidos, partículas coloidales o complejos orgánicos; además debido a las condiciones bajo las cuales se comportan como móviles o inmóviles, de acuerdo a su entorno redox estos se consideran indicadores de este tipo de ambientes y sus variaciones, relacionándolos a condiciones oxidantes y/o reductoras.
Elementos traza
Los elementos traza son muy útiles en los registros sedimentarios ya que las variaciones en sus concentraciones con respecto a los elementos mayoritarios son mucho más contrastantes. Su presencia conlleva numerosos factores, y según el comportamiento que tengan pueden registrar de una manera muy sensible diferencias en los procesos de sedimentación (Martínez, 2007).

3. Quimioestratigrafía

La quimioestratigrafía o estratigrafía química es una herramienta que se utiliza para la caracterización de las cualidades o atributos químicos de los elementos dentro de una secuencia sedimentaria (Martínez, 2007). Esta involucra la correlación de estratos y subdivisión de secuencias sedimentarias en unidades geoquímicas distintas (Pearce *et al.*, 1999)

La caracterización química de una secuencia sedimentaria es utilizada para determinar las variaciones en las concentraciones elementales dentro de esta, a fin de establecer asociaciones que permitirán delimitar facies químicas o quimiofacies. Los elementos analizados van desde los mayoritarios hasta los traza, incluyendo sus isótopos, ya que cada uno de ellos o en conjunto generan información geoquímica capaz de correlacionar secuencias así como interpretar procesos (Martínez, 2007).

3.1 Atributos químicos y sus aplicaciones como indicadores

Un atributo químico se puede definir como una variable que identifica el comportamiento de un elemento químico, esta puede estar representada como concentración química, relación interelemental, isótopos, entre otras a fin de caracterizar una secuencia bajo tales parámetros (Martínez, 2007).

Las concentraciones como atributo químico de uno o más elementos nos pueden dar indicios tanto de proveniencia como de condiciones climáticas imperantes durante el proceso de sedimentación y condiciones redox del medio entre otros. (Ver tabla 6).

Tabla 6. Elementos como indicadores químicos de proveniencia de sedimentos y condiciones climáticas y redox durante el proceso de sedimentación.

Indicador	Elementos	Referencia
Proveniencia	Al, Y, Rb	Lucchini <i>et al.</i> (2003)
	Ti, Al, Ca, Mg, Si	Jarvis <i>et al.</i> (1998)
	Ta, U, Rb, Th, Cs, Sn	Pearce <i>et al.</i> (1999)
	Ti, Al, Fe, Mn, Mg, K, Sc, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Pb, Th	Calanchi <i>et al.</i> (1996)
	Si, Al, Zr	Roy <i>et al.</i> (2010)
Condiciones climáticas	Al, K, Rb y Cs	Pearce <i>et al.</i> (1999)
	K, Ca, Al	Barros de Oliveira <i>et al.</i> (2009)
	K, Al, Ti	Yarincik, <i>et al.</i> (2000)
Condiciones redox	S, Fe, Mo	Lucchini <i>et al.</i> (2003)
	U, Cr, Co, Ni, Sr, V	Calanchi <i>et al.</i> (1996)

3.2 Interpretaciones gráficas de los atributos químicos

Las interpretaciones quimioestratigráficas se basan en la posición y distribución estratigráfica de los diferentes atributos químicos dentro de una secuencia sedimentaria. Con esto se pueden inferir los procesos que se llevaron a cabo durante la sedimentación, determinados por medio de variaciones elementales y asociaciones de elementos, para esto se hace uso de los perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual (Figura 8).

Los perfiles quimioestratigráficos se generan graficando variaciones verticales de los atributos químicos (usualmente concentraciones químicas de las especies) y las curvas de acumulación porcentual se utilizan para evaluar perfiles en función del reconocimiento de cambio de facies, su construcción se lleva a cabo representando la variación vertical de la sumatoria de las

concentraciones, en términos de porcentajes, cambios considerables en las pendientes pueden ayudar a establecer unidades distinguibles dentro de la secuencia. (Ávila, 2007).

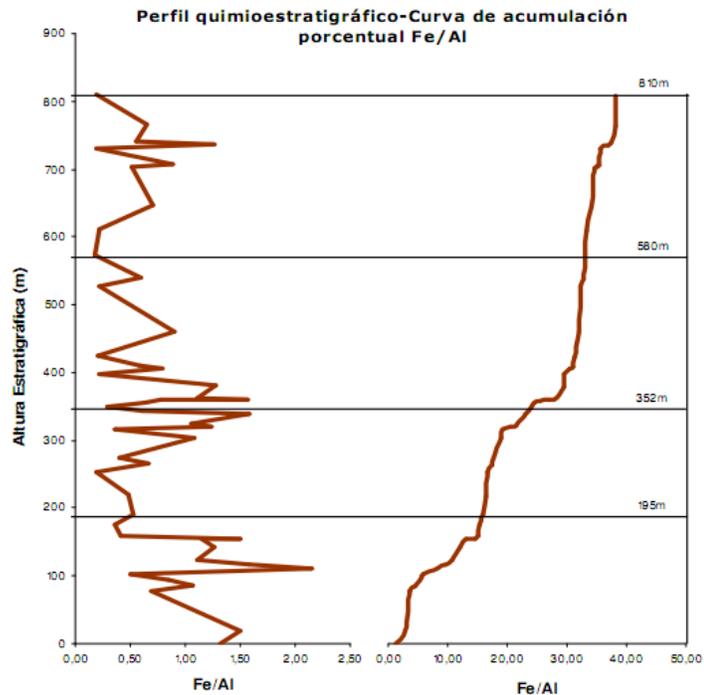


Figura 8. Perfil quimioestratigráfico y curva de acumulación porcentual de Fe/Al. (Tomado de Ávila, 2007).

La serie de cambios geoquímicos que presentan en común varias especies dentro de una secuencia y que a su vez son observados en la misma altura estratigráfica se definen como quimiofacies. Para otorgarle este término, los datos deben estar sustentados por varios perfiles con el mismo comportamiento en la misma altura estratigráfica. Estas inflexiones de importancia pueden indicar el límite entre dos quimiofacies (Martínez, 2007).

Para la identificación de quimiofacies se emplean herramientas de estadística univariada y multivariada; la univariada para conocer la distribución y tendencia de cada uno de los atributos y la multivariada para comprender en conjunto su comportamiento.

3.3. Nociones de Estadística

3.3.1. Estadística Univariada

La estadística univariada busca estudiar mediante un análisis exploratorio de datos el comportamiento individual de cada una de las variables dentro de las secuencias, mediante parámetros como media, mediana, desviación estándar, valores anómalos, entre otros; para esto se emplean por lo general diagramas de caja.

Los diagramas de caja representan un resumen de las características más destacadas de un conjunto de datos, en estos se halla información acerca de las medidas de tendencia central, la dispersión de los valores, naturaleza y magnitud de cualquier desviación de la simetría e identificación de puntos anómalos, referidos a valores que se alejen considerablemente del cuerpo principal de datos. Debido a lo anterior, y la influencia que estos valores anómalos puedan tener sobre algunas medidas de tendencia central, como media aritmética y desviación estándar, este tipo de diagrama está fundamentado en medidas invulnerables a dichos aspectos, tales como la mediana y una medida de dispersión, denominada “cuarta dispersión” (Devore, 2001). En la figura 9 se presenta un diagrama resumido de la distribución de los datos, mostrando el valor de la mediana, los percentiles (de 25 a 75%) donde se halla la matriz de datos concentrada y por último, los valores anómalos o atípicos y extremos.

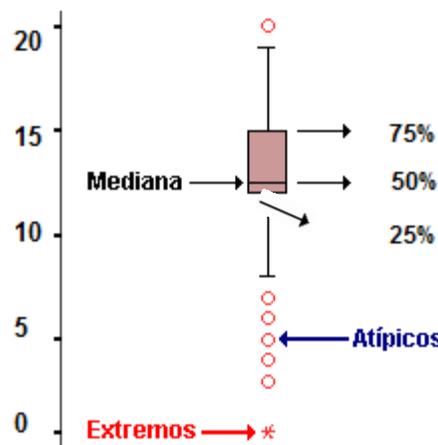


Figura 9. Modelo de diagrama de caja (Box plot).

Otro de los mecanismos descriptivos de las variables son los histogramas de frecuencia, en estos se puede tener una buena perspectiva de la tendencia normal o no normal de la distribución de los datos. Un histograma es una representación gráfica de los datos, donde se muestra la frecuencia de los datos (valores de los datos) en categorías de datos. Para evaluar su normalidad (tendencia gaussiana) se superpone la curva normal sobre la distribución, tal como se muestra en la figura 10.

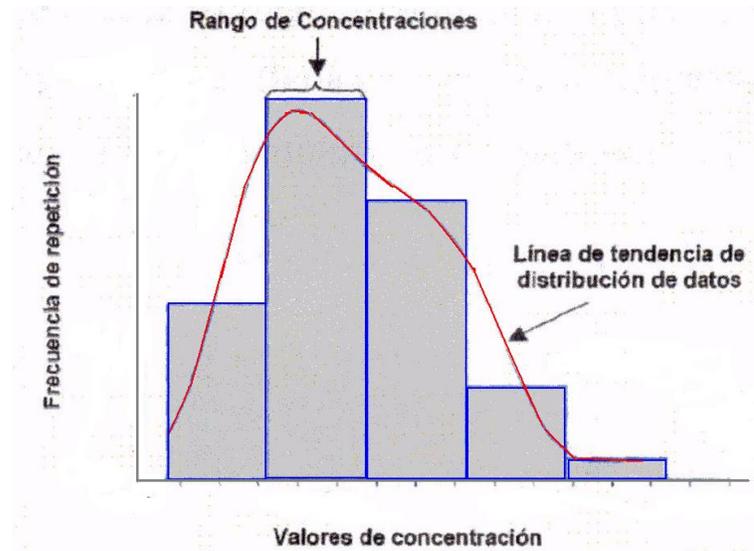


Figura 10. Modelo de histograma de frecuencia.

Ahora bien, para aplicar la siguiente herramienta, estadística multivariada, más allá de conocer la tendencia central de las variables es necesario que cada una de estas mantenga una distribución normal, para lo que en la estadística se han desarrollado diversas pruebas que catalogan las variables como de distribución normal o no normal, entre estas pruebas unas de las comunes son las de Kolmogorov – Smirnov (para número de datos a partir de 50) y la Shapiro – Wlik's (para matrices de datos menores a 50).

3.3.2. Estadística Multivariada

Con la estadística multivariada es posible realizar el estudio de las variables en conjunto, sus correlaciones y asociaciones que puedan surgir dentro de la secuencia a estudiar. Ésta herramienta tiene la ventaja de que es capaz de estudiar las variaciones que puedan ocurrir en los atributos de manera simultánea. Algunos tipos de análisis dentro del campo de la estadística multivariada son:

análisis factorial común, análisis de componentes principales (ACP), el cual es una técnica estadística de síntesis de información, o reducción de la dimensión (número de variables), reflejo de la interacción entre estas y análisis de conglomerados, que se basa en el desarrollo de subgrupos de variables, de acuerdo a las características entre ellas, en este caso los grupos son excluyentes entre sí. (Hair, 1999).

En el presente proyecto se llevara a cabo el análisis de conglomerados, o “agrupamiento cluster”, este representa una medida de la similitud o disimilitud entre variables (Homesburg, 1984), donde se puede establecer asociaciones de elementos que por motivos geoquímicos se comporten de manera parecida mediante un gráfico que revela dichas agrupaciones. La figura 11 representa un ejemplo de gráfico de agrupamiento cluster.

Por último, una variante del análisis de conglomerados, es el análisis de agrupamiento restringido (cluster constrained), este representa el punto de partida para reconocer quimiofacies, congregando el total de las muestras según las asociaciones elementales halladas durante el análisis de conglomerados; por ello se obtiene que de una asociación específica, se generan grupos de muestras con características similares, es importante destacar que estos grupos se establecen en orden estratigráfico, por lo que se pueden describir dentro de la secuencia y en orden temporal. La elaboración de este tipo de gráficos se efectúa con paquetes estadísticos dentro de los que se encuentran: MVSP 2000 y NCS 2000. La figura 12 representa un modelo del gráfico de análisis de agrupamiento restringido.

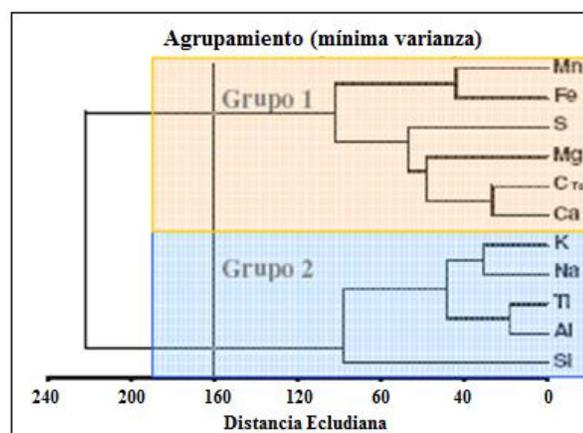


Figura 11. Ejemplo de diagrama de agrupamiento Cluster. (Tomado de Ávila, 2007).

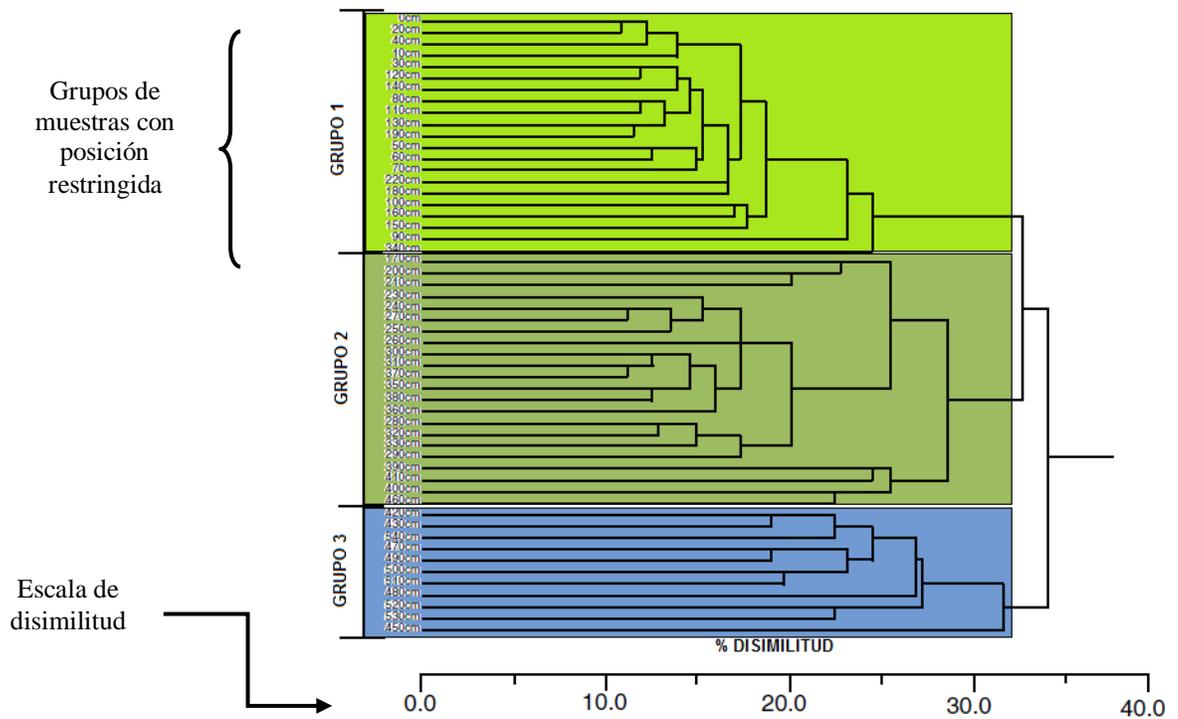


Figura 12. Modelo de gráfico de agrupamiento restringido o “cluster constrained”, donde se observan los grupos creados según las determinadas posiciones estratigráficas de cada variable. Tomado y modificado de Taylor *et al*, 2000.

4. Marco Geológico

En esta sección se describirán aspectos geológicos resaltantes, entre los cuales se encuentra el marco geológico regional, donde se hace una revisión de la geología de la cordillera de Mérida, seguido de la evolución tectónica de la misma que ha dado lugar al potencial sísmico generado por el Sistema de Fallas de Boconó y el contexto paleoclimático obtenido a partir de estudios de polen y sedimentos lacustres; estos factores representan los pilares del presente proyecto. Por último, se presenta una breve descripción del valle Glacial La Canoa, enfatizando los estudios realizados en el área y sus implicaciones.

4.1. Marco Geológico Regional

Los Andes venezolanos están compuestos por dos cadenas montañosas, una de ellas es la Cordillera de Mérida, de coordenadas: 7°30′ a 10°10′ de latitud norte y 69°20′ a 72°50′ de longitud oeste, y la otra es la Sierra de Perijá, de coordenadas: 9°0′ a 11°20′ de latitud Norte y 72°15′ a

73°30' de latitud Oeste, estas simbolizan las extensiones septentrionales de la Cordillera Oriental de Colombia, la cual se bifurca en el Nudo de Pamplona. (Schubert y Vivas, 1993).

La Cordillera de Mérida representa un prominente rasgo geomorfológico ubicado al occidente de Venezuela, se extiende aproximadamente unos 350 Km desde la frontera Colombia-Venezuela hasta la ciudad de Barquisimeto y tiene un rumbo SO-NE. (Audemard *et al.*, 2002).

En cuanto a su geología, las rocas precámbricas de la cordillera de Mérida, afectadas por metamorfismo regional están compuestas de sedimentos marinos (Estevez y Schubert, 1993), sistema que compone el Grupo Iglesias (Schubert y Vivas, 1993), conformado por gneises cuarzo-feldespáticos-biotíticos y esquistos cuarzo-micáceos granatíferos, en su unidad más antigua (Formación Sierra Nevada) este sistema rocoso aflora en la parte central, y norcentral andina, por su parte, la unidad más joven (Formación Bella Vista), se ubica en el flanco Sur Andino y contiene esquistos cuarzo-sericíticos, gneises graníticos y filitas (González de Juana, 1980). Las rocas post-precámbricas, a diferencia de las anteriores, muestran pocos signos de metamorfismo, salvo aquellas que hayan sido afectadas por alguna intrusión ígnea (Schubert y Vivas, 1993).

Las rocas de edad Paleozóico reflejan dos secuencias sedimentarias; el Paleozóico inferior un ambiente de plataforma, parte de una cuenca sedimentaria muy extensa que probablemente se extendía hasta Colombia, y a la vez separada por afloramientos de rocas precámbricas. El paleozóico superior representa sedimentación en ambientes marinos de aguas profundas. Existe un hiato entre ambas secuencias producto de intrusiones de magmas graníticos y rocas volcánicas félsicas, lo que sugiere un período de orogénesis. (Schubert y Vivas, 1993).

El Jurásico es representado con una sedimentación de origen continental y parcialmente lacustre posterior a la transgresión del Cretácico (Estevez y Schubert, 1993), donde se evidencian depósitos de aguas someras y sucesivamente aguas profundas que cesan durante la regresión del Santoniense, para crear ambientes marino-terrestres en el Paleoceno. Durante el Eoceno – Plioceno, se llevó a cabo un nuevo período de orogénesis, producto de la cual la cordillera tiene su extensión y altitud actuales (Schubert y Vivas, 1993). En la figura 13 se presenta el mapa geológico de la región.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA

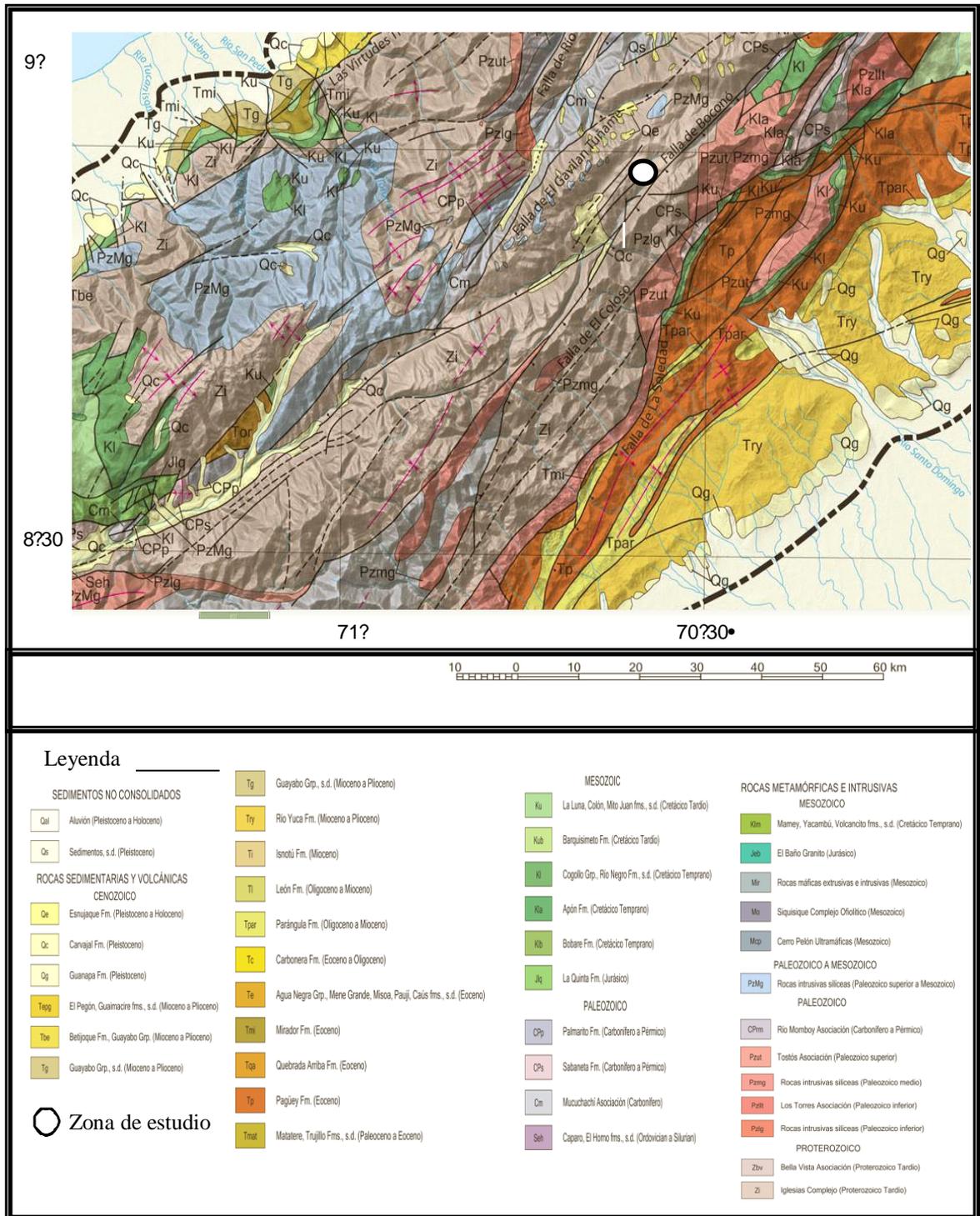


Figura 13. Mapa geológico de la Cordillera de Mérida con la ubicación del Valle Glacial la Canoa como zona de estudio. Tomado y modificado de Hackley *et al.*, 2006.

La evolución tectónica en el norte de Venezuela está influenciada por la dinámica tectónica existente entre la Placa de Suramérica, la Placa del Caribe y la Placa de Nazca. Esta dinámica cortical, que ha implicado componentes de subducción, ha contribuido desde el Terciario Tardío con el levantamiento de la cordillera de Mérida (Schubert y Vivas, 1993).(Figura 14).

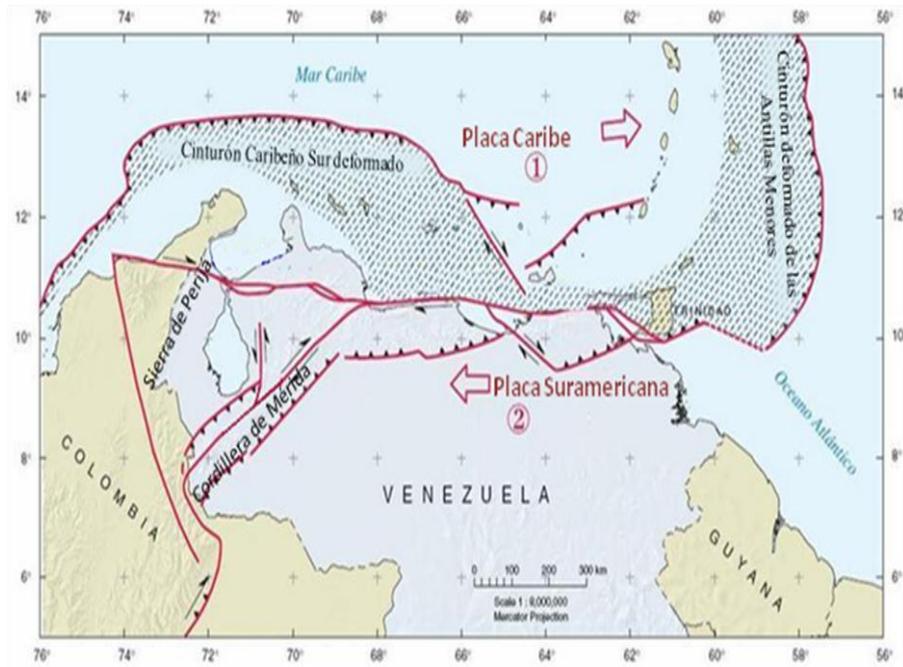


Figura 14. Esquema de límites de placas en Venezuela. Tomado y modificado de Audemard *et al.*, 2008.

Producto de esta interacción, en Venezuela se ha generado un conjunto de fallas de tipo transcurrentes laterales dextrales, entre las que se encuentra el sistema de fallas de Boconó (Pérez y Mendoza, 1998; Audemard *et al.*, 1999), formando parte, junto a la falla de Morón y el Pilar, del límite norte sobre Venezuela entre la interacción de las placas (Schubert y Vivas, 1993) (Figura 15).

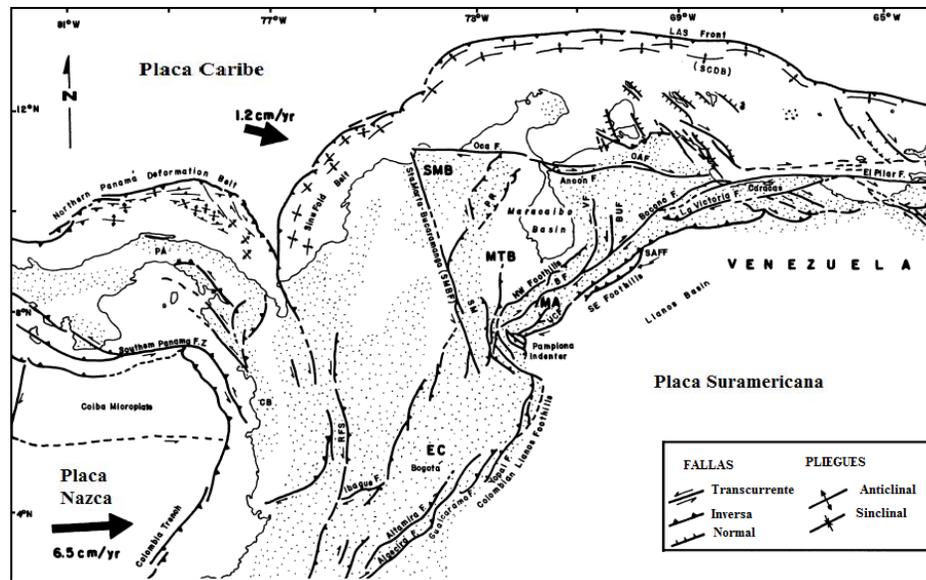


Figura 15. Esquema geodinámico del noroeste de América del Sur, muestra las trayectorias horizontales de máxima tensión y movimiento relativo de vectores con respecto a América del Sur. Tomado y modificado de Audemard y Audemard, 2002.

4.1.1. Sistema de Fallas de Boconó

La Falla de Boconó es transcurrente dextral, con dirección NE-SO y se extiende aproximadamente 500 kilómetros sobre los Andes venezolanos (Audemard *et al*, 1999), atravesándolos oblicuamente entre la depresión del Táchira y el Mar Caribe (Schubert y Vivas, 1993) e incluye la Falla de Morón ubicada en las costas del Caribe de Venezuela que se prolonga con una orientación este-oeste al sistema de fallas San Sebastián-El Pilar (Audemard *et al.*, 2008), además, es considerada la estructura geológica de mayor importancia en la Cordillera de Mérida y representa el extremo occidental del sistema de fallas de Boconó-Morón-El Pilar (Schubert y Vivas, 1993). (Figura 16).

La zona de Fallas de Boconó tiene una expresión geomorfológica que comprende una faja de valles y depresiones tectónicas alineadas con un ancho de 1 a 5 km (Schubert, 1982) y de rumbo N45°E donde las evidencias de su presencia se encuentran caracterizadas en torno a escarpes, drenajes desplazados, cuencas de tracción, entre otros rasgos propios de fallamiento transcurrente dextral (Audemard y Audemard, 2002)

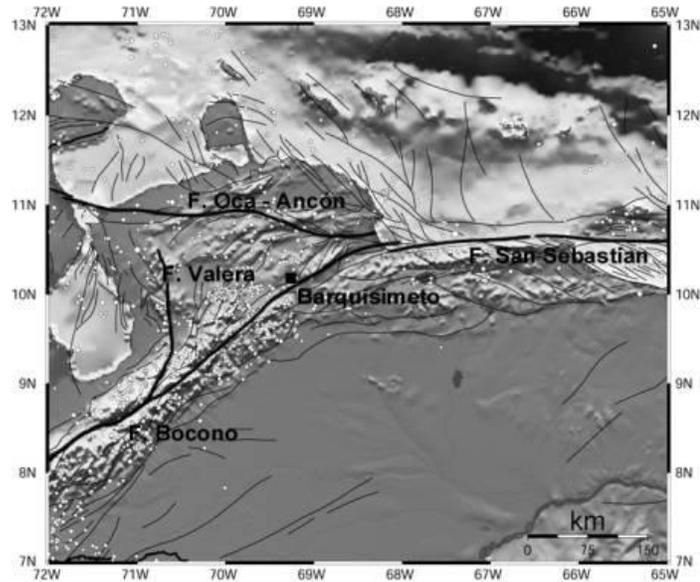


Figura 16. Mapa de ubicación geográfica de la Falla de Boconó respecto a las fallas principales de la región. Los círculos blancos representan epicentro de sismos entre 1910 y 2002. Tomado de Rocabado, 2005.

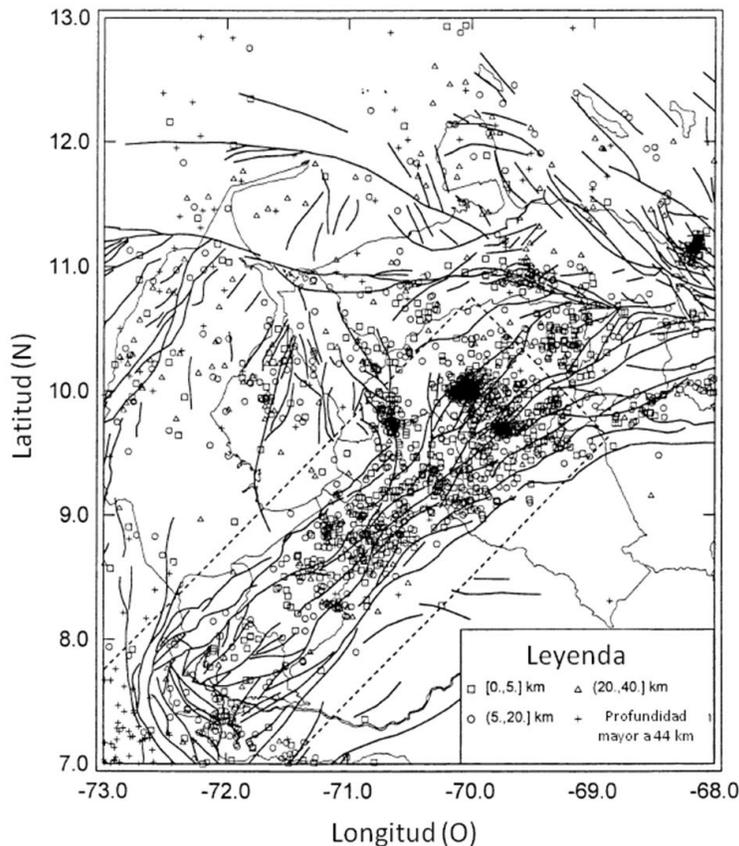
El movimiento de la falla de Boconó ha sido estudiado por diversos autores que han tratado de estimar su tasa de deslizamiento; en base al cuaternario tardío, se han determinado velocidades relativas para el área de Mucubají y Apartaderos, concluyendo que su movimiento no es uniforme, y varía de 5-9 mm/año en Mucubají a 2,3-3 y 5,0-7,7 mm/año en Apartaderos (Audemard *et al.*, 2008). A gran escala se puede decir que el deslizamiento de la falla decae en sus dos extremos, haciéndose prominente y de mayor velocidad en sectores cercanos a Mucubají, donde el corte de morrenas y su desplazamiento, así como cambios abruptos de litología lo evidencian (Audemard *et al.*, 2008).

Otra evidencia de su desplazamiento es el relleno de las cuencas de tracción, que por ejemplo en la cuenca de Las González se divide en cuatro secuencias tectono-climáticas, dejando evidencias durante la sedimentación aluvial (Schubert y Vivas, 1993).

Es importante resaltar que el sistema de fallas de Boconó, en sus ramales, se conjuga con otras fallas ubicadas en valles drenados por ríos como es el caso del Río de Pueblo Llano, Momboy y Tuñame (Audemard, 1991), marcando de esta manera la importancia que genera su desplazamiento y potencial sísmico, ya que involucra la gran mayoría de las poblaciones que se han desarrollado sobre la cordillera.

Actualmente, sobre la cordillera de Mérida, la sismicidad somera se ha localizado casi en un 80% sobre el sistema de fallas de Boconó, tomando en cuenta las fallas subsidiarias a ella (Pérez y Mendoza, 1998). En esta región, para eventos de baja magnitud, estudios realizados han aportado que se deben a una gran variedad de fallamiento normal e inverso asociado a las mencionadas fallas subsidiarias, especialmente aquellas cuencas de tracción y zonas compresivas (Laffaille, 1981 y Laffaille y Estevez, 1986 en Estevez y Schubert, 1993).

La mayor parte de los eventos sísmicos de elevada magnitud están ubicados justamente sobre la traza principal de la falla de Boconó, incluyendo algunos ubicados a decenas de kilómetros de esta, lo que implica la tendencia activa del resto de las fallas de la región (Schubert y Vivas, 1993); los eventos estudiados sobre la traza de la falla se han generado por lo general a poca profundidad (aproximadamente 15 km), estas profundidades aumentan hacia el noroeste (Cuenca del Lago de Maracaibo) y hacia el sureste (Cuenca de Barinas) (Figura 17). Por último, la distribución de la sismicidad nos indica que esta actividad se concentra hacia el extremo sur, entre San Cristóbal y Mérida, región donde la mayoría de los grandes terremotos ha tenido lugar.



La región de Pueblo Llano, es uno de los lugares donde se evidencia geomorfológicamente el fallamiento típico de la Falla de Boconó (Transcurrente dextral), investigaciones con base en la determinación de huellas de la Glaciación Mérida han revelado secuencias con deformaciones gravitacionales sismoinducidas sobre todo en sedimentos proximales (Carrillo *et al*, 2008).

Ahora bien, como es sabido, la geomorfología de la cordillera de Mérida ha sido influenciada tanto por la actividad tectónica, como por el clima imperante, siendo este el responsable de procesos de glaciaciones y deglaciaciones en la región, lo que ha afectado inclusive hasta el presente los procesos sedimentarios.

En la cordillera de Mérida se ha identificado dos niveles morrénicos, uno entre 2.600-2.800 m (más antiguo) y otro entre 2.900-3.500 m (más joven), siendo el último atribuido a la Glaciación Mérida según dataciones radiocarbónicas (Méndez, 1997), lo que indica la influencia climática que ha prevalecido en la región durante el Cuaternario, teniendo gran influencia en la distribución de los ambientes sedimentarios, principalmente creando acumulaciones de morrenas y depositación de sedimentos aluviales en las zonas bajas (Estevez y Schubert, 1993).

4.1.2. Contexto paleoclimático de la cordillera de Mérida durante el Holoceno

Intensas variaciones climáticas han prevalecido en el lugar a partir de la última glaciación. Estas variaciones, junto a cambios en la circulación atmosférica y precipitaciones han causado cambios significativos en su vegetación, a partir de la cual se ha determinado la evolución paleoclimática de la región (Graf, 1996).

Durante el intervalo entre 13.000 a 10.500 años a.p. el clima se caracterizaba por ser seco con oscilaciones entre fases muy frías (Graf, 1996), con temperaturas de aproximadamente 2,9°C en promedio entre 12.650 y 12.250 años a.p., (Salgado-Labouriau, Schubert y Valastro, 1977); las inundaciones en la zona periglaciaria fueron generadas por el deshielo, en este momento se trataba del período terminal de la glaciación (Graf, 1996).

Después de la última glaciación, a pesar de que el clima era más cálido, hubo fluctuaciones climáticas contrastantes, ejemplo de esto se observa en la disminución de las concentraciones de metano a nivel global, evidenciado en los sedimentos de Cariaco y temperaturas en Groenlandia

(Summit); esta condición indica un episodio muy frío que es datado a 8.200 años a.p. (Uriarte, 2003)

Entre 5.000 o 4.500 años hasta 1000 años a.p., el clima fue más húmedo que el actual, con precipitaciones superiores a los 1.200 mm aproximadamente según perfiles de polen (Graf, 1996).

En la actualidad, la temperatura disminuye a una tasa de 0,6°C/100 metros de altitud (Rull, 2005).

4.2. Marco Geológico Local

El valle glacial La Canoa se ubica entre las coordenadas 8°55'44,20" N y 70°41'36,97" O, con una altitud de 2.852,31 metros, al suroeste de la población de Pueblo Llano, en el estado Mérida.

Bezada (1989) describe la cuenca del río de Pueblo Llano en cuanto a su geología, y sostiene que en la región donde se halla la zona de estudio (la cual se encuentra en las altas vertientes del norte que sirven de divisoria de aguas con la cuenca del Río Motatán), las alturas oscilan entre los 3.600 y 3.800 metros, además, describe crestas con aristas angostas que corresponden a circos unidos entre si y drenando sobre ambas cuencas.

Las rocas que componen este sistema están constituidas por gneises bandeados y medianamente alterados en la sección baja, formando parte de la Formación Sierra Nevada Este sistema geomorfológico presenta derrubios de gravedad, producto de la gelifración que afectó y continúa afectando las partes altas de los circos, lo que finalmente genera una producción de sedimentos que le dan origen al till (Bezada, 1989).

La figura 17 muestra la morfología del valle morrénico, junto al drenaje que lo atraviesa desde las altas vertientes Oeste que drenan hacia el Rio Pueblo Llano.

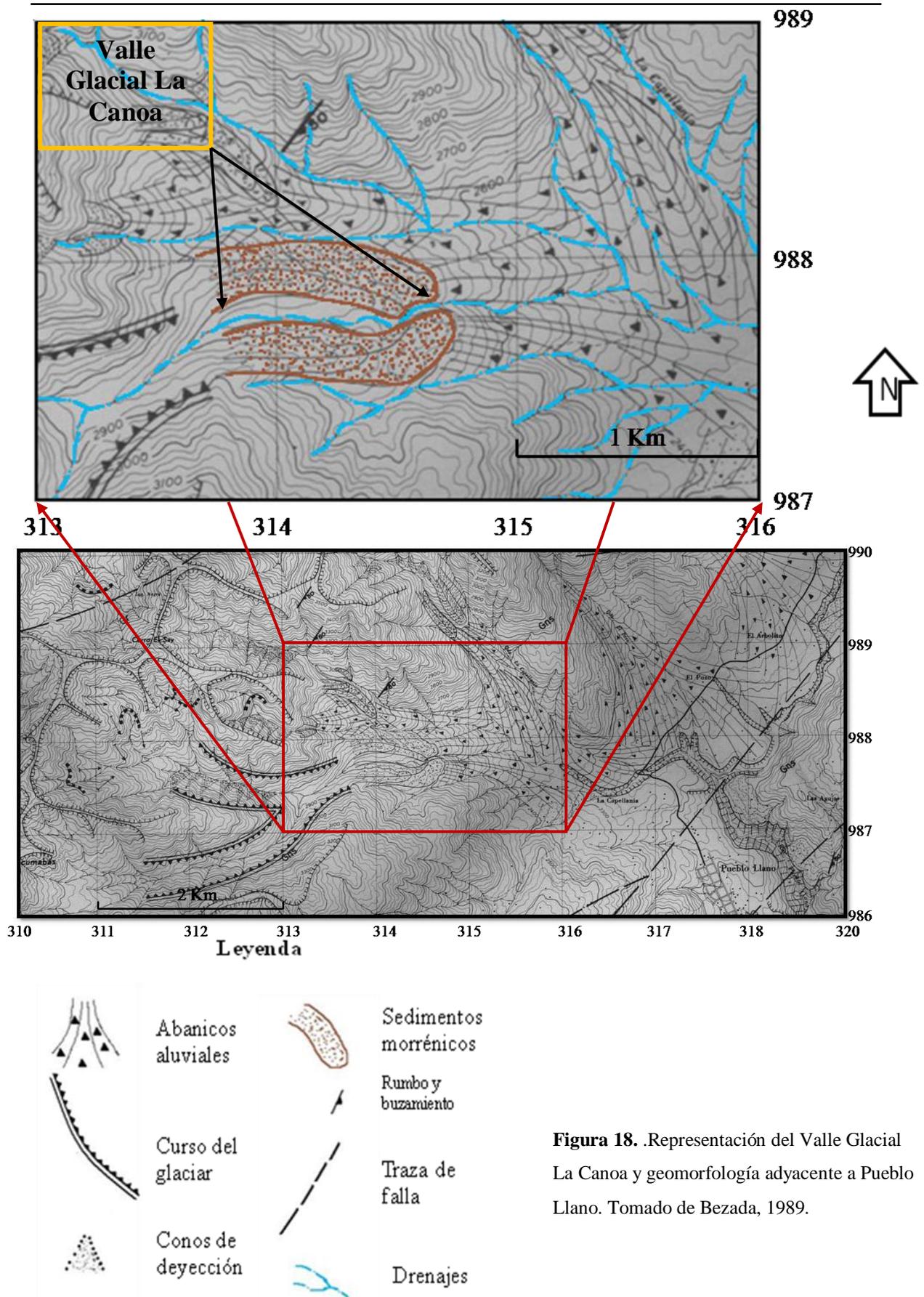


Figura 18. Representación del Valle Glacial La Canoa y geomorfología adyacente a Pueblo Llano. Tomado de Bezada, 1989.

En el fondo del valle de río de Pueblo Llano, las acumulaciones de la margen derecha (sección inferior de la ubicación del Valla glacial La Canoa) están íntimamente relacionadas con procesos de fusión del hielo, así entonces, correlacionando el material depositado allí, al causado por erosión glacial desde los circos hasta el valle del río y según dataciones realizadas en el fondo del valle morrénico La Canoa, donde los resultados arrojan edades de 18.000 +/- 2.100 años antes del presente, tenemos que estos sedimentos podrían muy probablemente corresponder a los acumulados por las aguas de fusión glacial en las áreas adyacentes (conos glacio-torrenciales), formando parte de aquellos valles suspendidos que se conectan con los vértices de dichos conos glacio-lacustres dentro del valle del río de Pueblo Llano (Bezada, 1989).

Schubert y Vivas (1993), describen en el margen derecho del Río Pueblo Llano un surco tectónico secundario, paralelo a la zona de Falla de Boconó, que controla la asimetría del curso de agua hasta la altura de 2200 metros; este fallamiento secundario predomina a lo largo de las vertientes norte y sur de la divisoria de aguas de los ríos Motatán y Pueblo Llano (Bezada, 1989), por lo que aporta una evidencia de que en la región existe un marcado control tectónico.

Los estudios realizados por Mahaney *et al.*, (2000) sobre sedimentos de origen catastrófico descubiertos producto posiblemente de tectonismo, sobre el valle glacial La Canoa, revelan una edad de 81.000 años, fecha que es anterior a la Glaciación Mérida. Es importante destacar que de estos sedimentos se hallaron aproximadamente 20 metros de secuencia, posiblemente till, pobremente escogidos y deformados probablemente por el entorno sismotectónico imperante.

El valle glacial La Canoa, compuesto por sedimentos finos, forma parte y se sitúa detrás de los sistemas morrénicos producidos durante el retroceso de los glaciares generados durante el último máximo glacial ó LGM (URM III, Wisconsin tardío) conocido localmente como Glaciación Mérida (Mahaney *et al.*, 2000). Las fotografías satelitales revelan la geomorfología a gran escala del valle glacial (Figura 19).



Figura 19. Fotografía satelital del valle glacial La Canoa (A) (Tomado de Google Maps, 2011).

5. Antecedentes

A continuación se presentan los trabajos previos consultados para la comprensión del presente estudio, el desarrollo eficaz del mismo y la interpretación de los resultados a obtener, para este fin se muestran los antecedentes internacionales y nacionales en los cuales se basa el argumento teórico de la presente investigación.

5.1. Antecedentes Internacionales

A nivel internacional, diversos son los estudios realizados con base en la relación que guardan los eventos sísmicos y fluctuaciones climáticas durante los procesos de sedimentación en lagos, a continuación se presentan algunas, las investigaciones basadas en la obtención de registros paleoclimáticos y paleosísmicos.

5.1.1. Trabajos previos basados en registros paleoclimáticos en lagos

Calanchi *et al.*, (1996) realizaron estudios quimioestratigráficos en núcleos de sedimentos del lago Albano, lago Nemi y del mar central Adriático (Italia), con la finalidad de reconstruir la evolución paleoclimática de la región durante los últimos 30000 años, las concentraciones

elementales fueron determinadas mediante fluorescencia de rayos X y las fases minerales presentes por difracción de rayos X, además realizaron análisis biológicos, concluyendo que, aunque en distinta escala, ambos núcleos de sedimento, los provenientes de los lagos y los de la cuenca marina, aportan información paleoclimática que en este caso revela una diferencia marcada respecto al último período glacial, evidenciando de esta manera cambios erosionales, proporciones elementales y de organismos como las diatomeas. Posteriormente, Lucchini *et al.*, (2003) profundizaron la investigación realizada por Calanchi *et al.*, 1996, en el lago Albano (Italia), llevando a cabo un estudio quimioestratigráfico de núcleos del lago Albano para su estudio paleoambiental durante el cuaternario tardío, obteniendo asociaciones minerales distintas de acuerdo a la profundidad a la que se estudiaron los núcleos, además establecen que a pesar de que el lago este influenciado por la evolución volcánica del cráter que le dio origen, las variaciones elementales, por ejemplo: Al, Zr, Y/Al, Ti/Zr, índice de alteración de las rocas, han sido inducidas por la transición entre un clima frío y seco (último glacial), a un clima cálido y húmedo, correspondiente al holoceno.

Yuretich *et al.*, (1999) hicieron estudios sobre minerales de arcilla presentes en los sedimentos del lago Baikal, en diferentes escalas granulométricas, principalmente mediante difracción de rayos X; ellos establecieron diferencias en las proporciones de algunos minerales de arcilla respecto a otra investigación llevada a cabo en el lugar y la diferencia marcada la representó el porcentaje de illita-esmectita, el cual disminuyó, pudiendo ser resultado de fluctuaciones climáticas de la región, esta proporción, en núcleos con profundidades determinadas reflejan episodios interglaciares, inverso a la clorita, la cual presenta un aumento durante períodos fríos.

Zhao *et al.*, (2008) determinaron en el noroeste de China, en un lago ubicado en el desierto de Tengger Sandy, utilizando sedimentos lacustres, los cambios climáticos y en la vegetación durante el holoceno, identificando períodos muy secos caracterizados debido a la depositación de arenas por transporte eólico con un alto porcentaje de polen (*Chenopodiaceae*, indicador de clima desértico) y períodos húmedos, donde el porcentaje de carbonato es alto, al igual que la *Artemisia*, polen indicador de este clima.

Barros de Oliveira *et al.*, (2009), establecieron, en núcleos de sedimentos lacustres tomados en Lago Grande, Brasil, las evidencias de cambios paleoambientales durante el último milenio. Para la determinación de los elementos mayoritarios y trazas utilizaron la técnica de ICP-OES y

difracción de rayos X en fases minerales, además de la datación por ^{14}C ; los resultados de esta investigación revelan fluctuaciones climáticas de húmedo y cálido tal como el presente, seguido de un aumento en precipitaciones y erosión, los cuales han sido interpretados por datos geoquímicos; por último, recientemente, Roy *et al.*, (2010), estudiaron los sedimentos de un paleolago en San Felipe, al Oeste del Desierto de Sonora en México, del cual se desprendió información paleohidrológica y paleoambiental, utilizando difracción de rayos X, fluorescencia de rayos X y datación por ^{14}C , en las muestras de núcleo; ellos estiman la proveniencia de los sedimentos y mediante el índice de alteración química, estiman la intensidad en la meteorización, finalmente establecen dos ambientes depositacionales, uno desértico, con alta evaporación y baja precipitación y otro de elevadas precipitaciones, proceso comparables con fenómenos como el Niño.

5.1.2. Trabajos previos basados en registros paleosísmicos en lagos

Los registros paleosísmicos en lagos, en sus inicios, han sido enfocados a la caracterización de la huella sedimentaria dejada por un evento sísmico de relevancia, Sims, (1975) determinó la ocurrencia de sismos en sedimentos lacustres a partir del descubrimiento de tres secuencias deformadas, producto de varios terremotos de magnitud moderada sucedidos en los años 1930, 1952 y 1971 en San Fernando (EEUU); el estudio de sedimentos limosos corroboró la correlación entre estos eventos y las secuencias deformadas, por lo que procedió a estudiar otras secuencias lacustres ubicadas en zonas sísmicas demostrando de esta manera que efectivamente en estas se representaba texturalmente la ocurrencia de sismos de variada magnitud mediante la identificación de sedimentos que han sufrido licuación, entre otros rasgos, continuando con la identificación y caracterización de secuencias controladas por eventos sísmicos, Nakajima y Kanai, (2000) mediante un estudio realizado con la finalidad de determinar la relación entre eventos sísmicos anteriores a 1983 y ese año con la disposición de turbiditas provocadas por corrientes de turbidez, en el margen Este del mar de Japón, aportan una herramienta de distinción entre el origen de una turbidita convencional y una sismoturbidita, describiendo rasgos propios y descriptivos para correlacionar eventos geológicos, además, utilizan la herramienta de la quimioestratigrafía, en la cual se basa el presente estudio, para comprobar las variaciones composicionales de la secuencias secuencias afectadas por el evento sísmico.

Jarvis *et al.*, (1998) caracterizaron quimioestratigráficamente secuencias turbidíticas ubicadas en el Plano Abisal de Madeira, generando patrones de diferenciación entre los orígenes de los sedimentos, basándose en la composición química de los mismos, un año más tarde, Crusius y Thomson, (2000) utilizaron la quimioestratigrafía durante la caracterización de elementos autígenicos (Re, U y Mo) presentes en turbiditas de sedimentos marinos, concluyendo que su comportamiento corresponde a la cercanía o lejanía con los frentes de oxidación.

Shiki *et al.*, (2000) realizaron estudios sedimentarios en sismoturbiditas, ubicadas en el lago Biwa, Japón, caracterizándolas según su granulometría y proporción de minerales de arcilla, donde las estructuras de tracción son escasas y generalmente el contacto entre las capas adyacentes revelan características distintivas entre las sismoturbiditas y las turbiditas convencionales.

Bertrand, *et al.*, (2007) desarrollaron una investigación en el Lago Icalma, en Chile, concierne a la caracterización de los depósitos sedimentarios originados luego de los terremotos que acontecen regularmente en la región, para ello utilizaron perfiles sísmicos, y descripción de núcleos de sedimentos, así como análisis granulométricos, donde identificaron capas de homogenitas y turbiditas de origen sísmico, concluyendo en base a información cronológica que estas estructuras fueron causadas por eventos sísmicos no registrados históricamente y generaron un aporte en cuanto a que la sedimentación en lagos durante episodios sísmicos no solo se ve afectada por la intensidad de los mismos, sino por la disponibilidad de partículas inestables sujetas a erosión.

5.2. Antecedentes Nacionales

En cuanto al contexto paleoclimático, Salgado-Laboriau *et al.*, (1977), basándose en un estudio de polen, determinaron una diferencia de temperatura con respecto a la actual sobre la zona de la Quebrada Mucubaji, de aproximadamente 2,4°C menos, condición que cambia con un aumento en la temperatura (3,3°C) y un desplazamiento de la vegetación, para ubicarse, luego de 11.900 años antes del presente en un ambiente típico de páramo.

Weingarten *et al.*, (1990^a), determinaron, mediante un estudio realizado en cuencas de tipo lacustres ubicadas entre 1100 a 3700 metros de altura en los Andes venezolanos, utilizando técnicas de difracción de rayos X, absorción atómica, entre otras, la ocurrencia de minerales de

arcilla que se encuentran controlados específicamente por las características altitudinales de la región, sugiriendo que el ambiente de meteorización impera sobre la litología original, generando una diferenciación en la proporción de este tipo de minerales, el mismo año, en Tierra Helada, Weingarten *et al.*, (1990^b), infieren que las variaciones minerales producto de diferencias altitudinales están fuertemente influenciadas por factores climáticos.

Stansell *et al.*, (2005), mediante un estudio de los sedimentos que componen una serie de lagos ubicados en la Cordillera de Mérida, entre los cuales se encuentran la Laguna de Mucubají, Laguna Los Locos y Laguna La Posita entre otras, propone una edad de retroceso de los glaciares cercana a los 19.660 años antes del presente, estableciendo períodos de fluctuaciones climáticas en las cuales hubo tanto avance como retroceso de los mismos hace cerca de 10.000 años.

Son pocas las investigaciones en las que toman en cuenta el enfoque paleoclimático y paleosísmico durante la sedimentación en lagos, debido a que esta condición responde a regiones donde estén o hayan estado marcadas ambas influencias, en este sentido, en los Andes de Mérida, específicamente en la laguna de Mucubaji, Carrillo *et al.*, (2008), describieron columnas tomadas en la laguna y determinaron la influencia paleoclimática y paleosísmica que prevaleció durante el proceso de sedimentación, tomando en cuenta para esto la predominio de la actividad sismotectónica de la región controlada por la falla de Boconó; el estudio se fundamentó en la identificación de facies de homogenita, procesos de liquefacción, contenido orgánico e inorgánico, susceptibilidad magnética, litoestratigrafía y datación por ¹⁴C, para su posterior correlación lateral, así, además, se estableció que las variaciones climáticas responden a la evolución del sistema climático correspondiente a los últimos 13.000 años. En cuanto al contexto paleoclimático de otra zona en la región andina, Casalins, (2009), realizó el análisis de un núcleo de pared tomado en la terraza tres del complejo morrénico Los Zerpa, la metodología empleada fue la espectrometría de emisión atómica inductivamente acoplado a plasma (ICP-AES), y quimioestratigráficamente, estableció procesos geoquímicos clásticos arcillosos y clásticos arenosos, además condiciones subóxicas a óxicas en la secuencia e implicaciones climáticas a escala decenal y centenal, por su parte, en el mismo paleolago, ahora bien respecto a condiciones paleosísmicas, González, (2009), mediante un estudio quimioestratigráfico, y utilizando la técnica de ICP-AES en un núcleo de pared donde previamente habían sido reconocidas las sismoturbiditas, determinó según las quimiofacies generadas, información granulométrica y perfiles de concentración, variaciones composicionales que responden a distintos estadios de

energía del sistema durante la sedimentación, además caracterizando las sismoturbiditas químicamente, pero reconociendo que cada una tiene rasgos distintivos. Por último, recientemente, Rojas, (2009), determinó, mediante el estudio quimioestratigráfico y granulométrico de los sedimentos de la Laguna Paso Real en los Andes de Mérida, la proveniencia de estos, la cual corresponde al tipo de sistema rocoso que aflora en el lugar, el grado de meteorización química de los sedimentos, mediante concentraciones de elementos tales como K, Na y Ca y además estableció, el sistema de depositación en el cual estuvo enmarcada la sedimentación que responde al tipo deltáico con una transición a sedimentos arcillosos lacustres, que posiblemente han estado influenciados por eventos sísmicos.

En la zona de estudio seleccionada para la puesta en marcha del presente estudio no se han llevado a cabo hasta ahora investigaciones de tipo paleoclimáticas ni paleosísmicas, sin embargo, Bezada (1989) efectuó un estudio de la geología glacial cuaternaria en la región de Santo Domingo – Pueblo Llano – Las Mesitas, describiendo las formaciones rocosas que integran el sistema, los suelos desarrollados, la distribución de morrenas y morfología glacial del área. Por su parte, Mahaney *et al.*, (2000), describió el valle glacial La Canoa en cuanto a su historia glacial, mediante difracción de rayos X, análisis granulométricos, fluorescencia de rayos X y microscopía electrónica, estableciendo el origen de las morrenas adyacentes ubicadas durante el retroceso de glaciares en el período de tiempo en el cual aconteció la Glaciación Mérida, aproximadamente 18 mil años AP, además, caracterizan sedimentos de origen torrencial, posiblemente till ubicados a profundidades de 20 metros aproximadamente, los cuales han sido expuestos por causas probablemente tectónicas, según dataciones estos se ubican en la etapa previa a la conocida localmente como Glaciación Mérida.

III. Metodología

En el presente capítulo se explica detalladamente la metodología empleada durante la ejecución del proyecto de investigación, en función de los objetivos previstos.

Esta etapa estuvo organizada de la siguiente manera:

1. Recolección de núcleos de afloramiento

2. Etapa de Laboratorio

3. Tratamiento de datos

La recolección de las muestras fue realizada por un equipo de trabajo dirigido por el Profesor Eduardo Carrillo, en la etapa de laboratorio se describirán todos los procesos llevados a cabo en la preparación y análisis de las muestras, además de los métodos y equipos empleados para tal fin; por último, en la etapa de tratamiento de los datos se señala el procedimiento estadístico utilizado.

1. Recolección de núcleos de afloramiento

La zona de estudio valle glacial La Canoa, en Pueblo Llano, lugar donde se realizó el muestreo, se encuentra ubicada a 65 Km de Barinas y 102 Km de Mérida, sobre la carretera Trasandina sobre las coordenadas 8°55'44" de latitud Norte y 70°41'36" de longitud Oeste.

Fueron tomados cuatro núcleos de afloramiento de secuencias sedimentarias, por un equipo de trabajo dirigido por el Profesor Eduardo Carrillo, en el año 2008, utilizando canaletas de aproximadamente 45 cm de longitud, 5.5 cm de ancho y 2.5 cm de profundidad, de las cuales, dos representan la sección distal del paleo-lago y dos la sección proximal. En la figura 20 se muestra una secuencia de imágenes que revelan la metodología de extracción de los núcleos de afloramiento descritos.

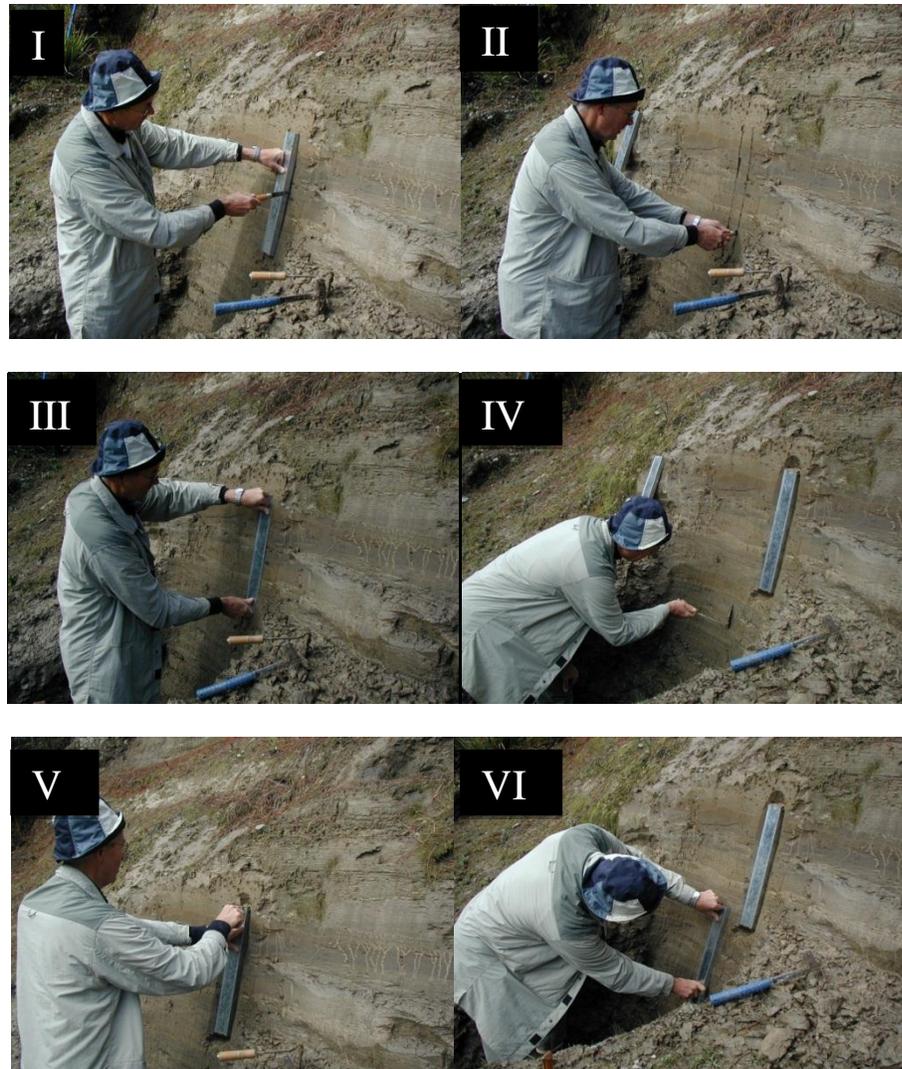


Figura 20. Secuencia de imágenes que esquematizan la toma de los núcleos de afloramiento, comenzando por orden desde la imagen I hasta la imagen VI. Siguiendo la secuencia de las fotografías se observa como en la I luego de haber retirado la vegetación y nivelado el afloramiento se enmarca el rectángulo correspondiente a una de las canaletas, en la II se hace un orificio de entrada a la canaleta que contendrá los sedimentos, en la III se incrusta la canaleta por completo, en la IV se comienza a hacer un surco en los bordes para retirar la canaleta con facilidad y en la V y VI se observa cómo se duplica el procedimiento para la canaleta que solapará la anterior, obteniendo dos canaletas sin deformación y solapadas en un extremo, lo que garantiza la continuidad en el registro de deposición de sedimentos.

Dichos núcleos, de acuerdo a dataciones efectuadas a la misma altura estratigráfica representan procesos de sedimentación ocurridos durante el Holoceno, Mahaney *et al.*, 2000. La figura 21 muestra las fotografías correspondientes a cada uno de los núcleos de afloramiento, además de la posición relativa de toma de los mismos.

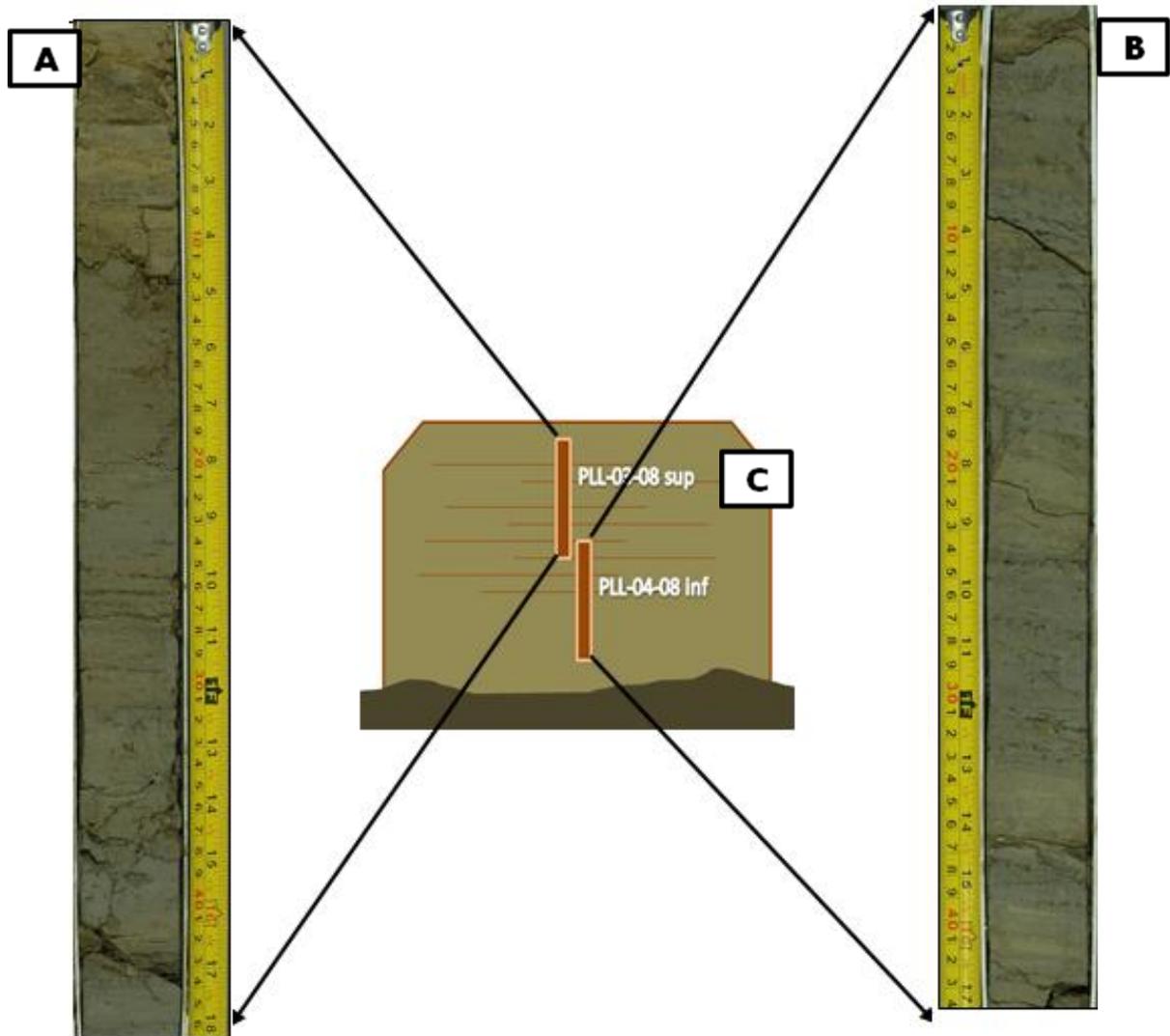


Figura 21. Fotografías correspondientes a los núcleos de afloramiento tomados en el valle glacial La Canoa, en su sección distal; PLL-03-08 sup (A) y PLL-04-08 inf (B). C, esquema de la posición relativa de cada canaleta en el afloramiento.

2. Etapa de Laboratorio

De esta etapa surgen cinco fases, desde la descripción de los núcleos, la toma de muestras, el tratamiento físico y químico de las muestras, y los análisis a realizar a cada muestra, determinaciones termogravimétricas y espectroscopía de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado (EEO-IAP) (ICP-OES, por sus siglas en inglés), respectivamente.

2.1. Descripción de los núcleos de afloramiento

La descripción de los núcleos de afloramiento contempló la caracterización estratigráfica de cada una de las secuencias, con base en cambios de granulometría, color, contenido de restos vegetales y estructuras sedimentarias. Cada uno de los núcleos de afloramiento se describió conforme se observaban cambios entre facies laminares y homogéneas.

2.2. Toma de muestras

La toma de muestras se llevó a cabo a lo largo toda la sección de los núcleos de afloramiento; para determinar detalladamente los rasgos que indiquen posibles fluctuaciones climáticas y eventos sísmicos que hayan dejado alguna huella química en dichos sedimentos, se tomaron muestras de cada canaleta en intervalos de 2 cm cada una. Este procedimiento se realizó con la ayuda de espátulas de acero inoxidable para obtener un total de 44 muestras, contando ambos núcleos. A continuación, en la figura 22, se presentan imágenes de la toma de muestras:



Figura 22. Fotografías correspondientes a la toma de cada muestra dentro de las secuencias, donde se observa la continuidad en la toma de cada muestra y su ubicación paralela a las laminaciones.

Cada muestra se tomó guardando 2 cm entre si y respetando su altura estratigráfica se envaso en recipientes limpios y rotulados. En la figura 23 se muestra la posición de cada una de las muestras con base en su posición dentro de los núcleos de afloramiento.

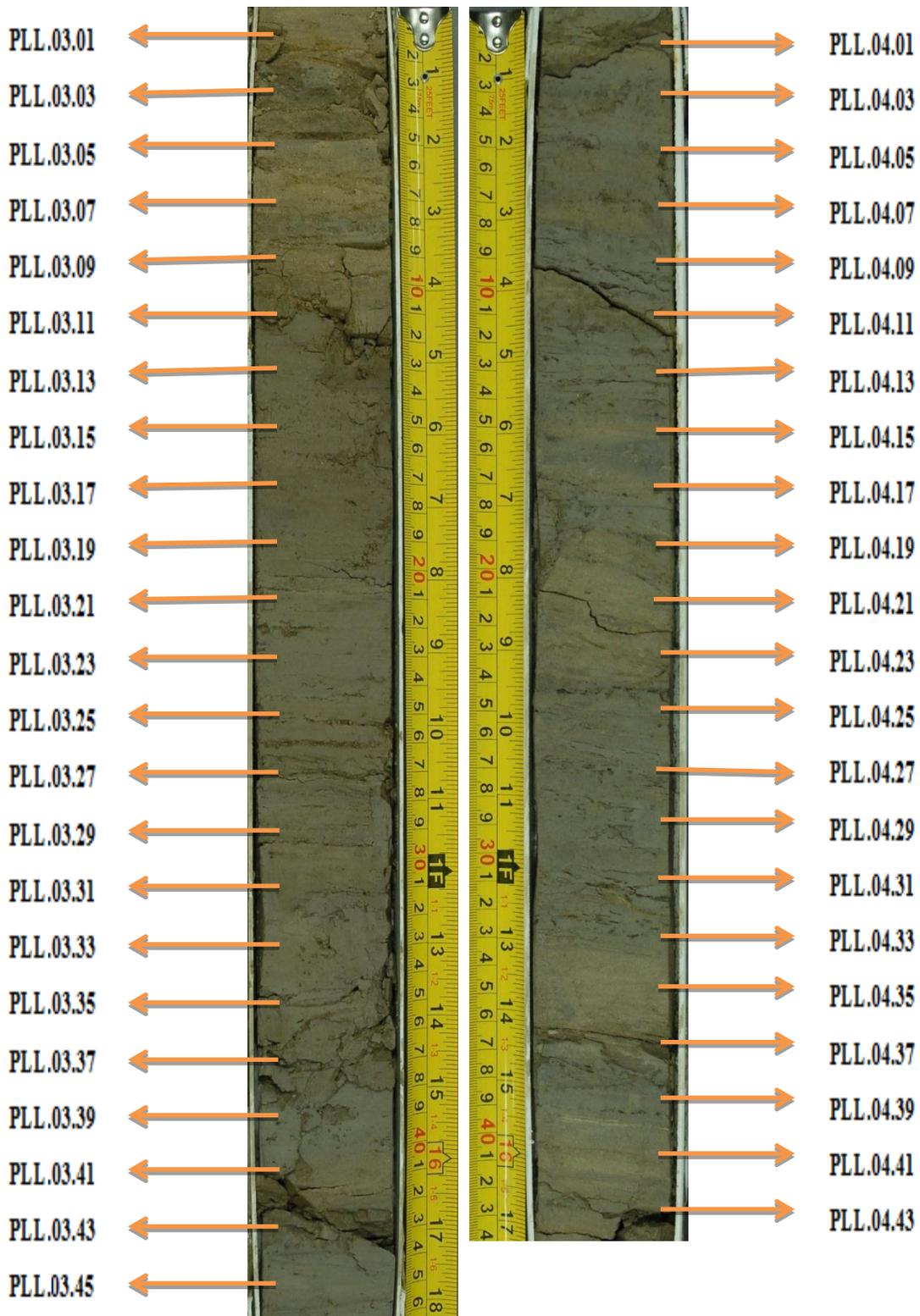


Figura 23. Ubicación de las muestras dentro de los núcleos de afloramiento.

2.3. Tratamiento físico y químico de cada muestra

2.3.1. Tratamiento físico

El tratamiento físico contempló la trituración, pulverización y homogeneización manual de cada una de las muestras, empleando para esto un mortero de ágata, tal como se muestra en la figura 24.



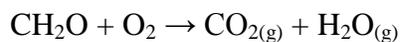
Figura 24. Fotografía del proceso de pulverización y homogeneización de cada muestra

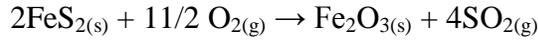
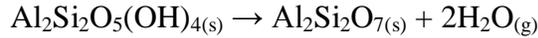
2.3.2. Tratamiento químico

El tratamiento químico tuvo dos fases, la primera constó de la determinación secuencial de volátiles mediante termogravimetría, la cual consiste en la cuantificación de las variaciones de masa en función de la temperatura a la que se somete una sustancia o material (Skoog, 2001); las temperaturas utilizadas en este estudio fueron:

105 °C, para la determinación de humedad $\text{H}_2\text{O}_{(g)}$. (Skoog, 2001)

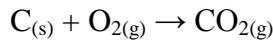
550 °C, de la cual se obtiene la oxidación de la materia orgánica, descomposición de las arcillas, sulfuros de hierro y oxi-hidróxidos de hierro y aluminio. Las ecuaciones que se muestran a continuación contemplan las reacciones químicas que se llevan a cabo durante la determinación de volátiles a esta temperatura:





(Skoog, 2001; López *et al.*, 2006; Gibbs, 2001; Awaja y Bhargava, 2005)

750 °C, para la determinación de volátiles sensibles a esta temperatura:



(Gaviría *et al.*, 2003)

La metodología seguida para llevar a cabo las determinaciones termogravimétricas se encuentran en el apéndice A del presente escrito.

Para la segunda fase se empleó el método de fusión alcalina fundamentado en el método de fusión alcalina propuesto por Liberatore (1993, 1994), aplicado por González, (2009), el mismo se aplicó con el objeto de llevar a solución la muestra. El esquema detallado de preparación de fundentes y metodología de fusión alcalina se encuentra en el apéndice A.

A continuación, en la figura 25 se explicara la metodología general de dicho tratamiento:

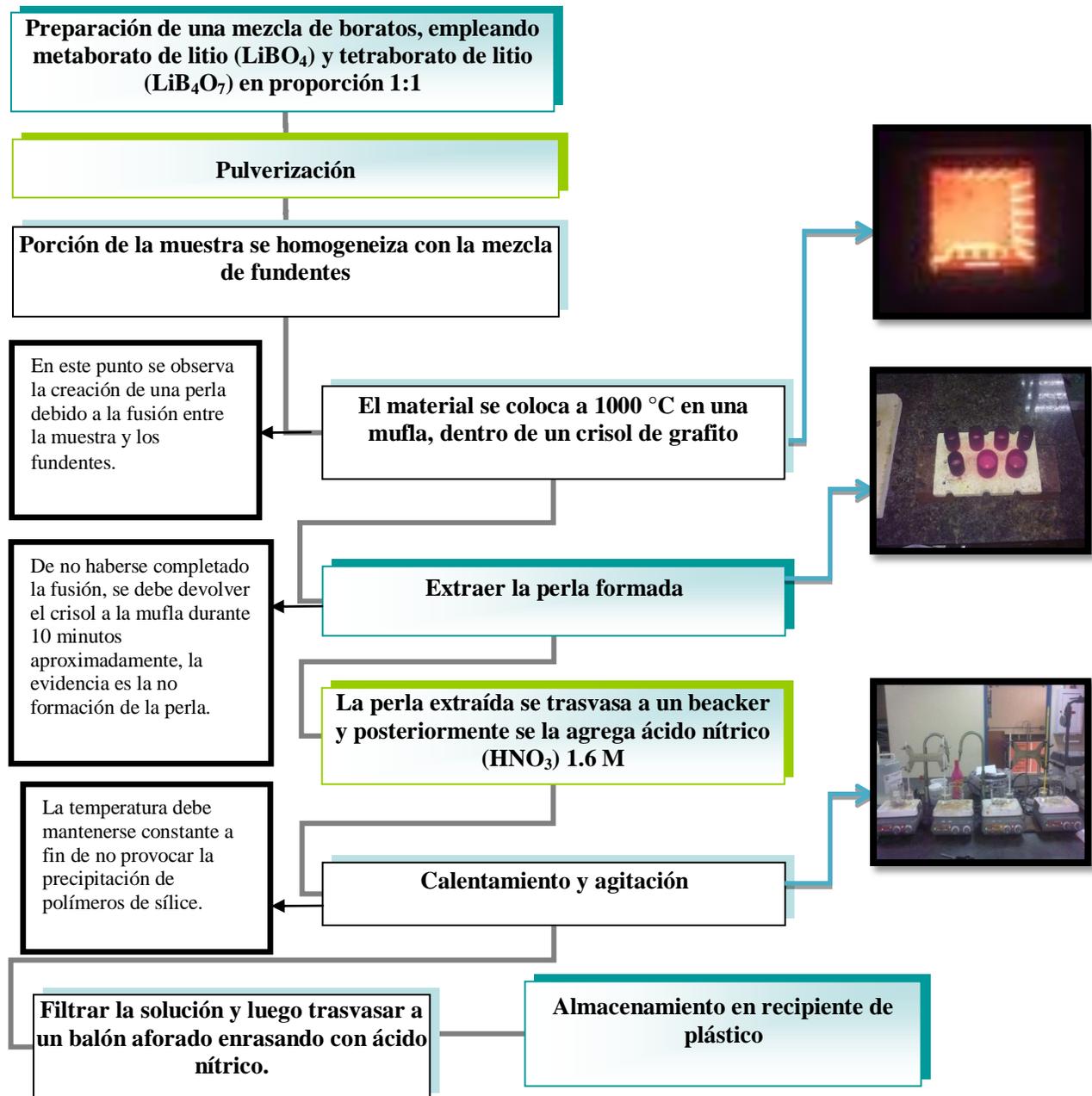


Figura 25. Esquema del tratamiento químico de cada muestra (Liberatore, 1993,1994)

2.3.2.1 Análisis elemental

Para la cuantificación de los elementos químicos se utilizaron dos equipos de espectrometría de emisión atómica; para el caso de Na y K se empleó el equipo de emisión atómica con fuente de llama cuya estabilidad durante el estudio es favorable para dichos elementos, en este caso se realizaron patrones certificados con la finalidad de construir las curvas de calibración

correspondientes para ambos elementos. Las condiciones de operación del mencionado equipo se encuentran en el apéndice B.

Para la determinación de las concentraciones de Al, Ca, Ba, Bi, Co, Cr, Cu, Fe, La, Mg, Mn, Pb, Si, Sr, Ti, U, V, Zn y Zr se utilizó el espectrómetro de emisión óptica con fuente de plasma inductivamente acoplado, cuyas condiciones de operación se encuentran en el apéndice B. Esta técnica tiene como características: elevada estabilidad ante cambios ambientales, lecturas de intensidad precisas con un bajo límite de detección (0.1 y $10 \mu\text{gL}^{-1}$) alta exactitud y precisión en la identificación y selección de la o las longitudes de onda deseadas, bajo ruido y poca radiación de fondo y además la generación de un amplio intervalo lineal en las curvas de calibración (Skoog, 2000).

Para cada elemento se seleccionó una longitud de onda que permitiera su cuantificación evitando interferencias espectrales; además se elaboraron curvas de calibración con el uso de patrones multielementales preparados a partir de soluciones certificadas.

Para medir la exactitud de los resultados se empleó el estándar certificado **GEOSTANDAR DRN (Diorite DR-N 1968, A.N.R.T, Geostandars, France)**, con los cuales se obtuvo un bajo nivel de exactitud, por lo que a los valores de las muestras les fue aplicado un factor de corrección (ver apéndice C); por otra parte, la precisión de los resultados se determinó a partir de la medición de réplicas de las muestras, abarcando desde 0.5 hasta un 12% de coeficiente de variación, por lo que se considera aceptable para este tipo de muestras geológicas.

3. Tratamiento de datos

El desarrollo de esta etapa se basó en primer lugar en la organización de todos los datos, la construcción de perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual se llevó a cabo empleando el programa Office Excel (2010). Estos gráficos se generaron luego de revisar la data y eliminar las variables cuyo 18% de sus valores se hallaran por debajo del límite de cuantificación, los datos de las variables que no superaban este porcentaje fueron sustituidos por la mitad del límite de cuantificación. En el apéndice D se encuentra la tabla con los límites de cuantificación calculados para cada elemento según las curvas de calibración correspondientes.

Mediante la similitud visual de las canaletas, los datos obtenidos de la determinación elemental y la herramienta estadística ANOVA (de dos vías), se correlacionaron ambas canaletas en su región de solape, obteniendo una secuencia única que representara de forma continua la sedimentación de la zona de estudio.

Con la distribución de datos completa y unificada, se procedió a efectuar el análisis exploratorio de datos. Mediante el uso del programa STATISTICA 8.0, se obtuvieron los diagramas de frecuencia de cada uno de los elementos y las cajas gráficas; una vez determinada la mediana de los datos, valores anómalos y extremos, se estimó la tendencia a la normalidad de los datos mediante la prueba de *Shapiro – Wilk's*. Tomando en consideración dicha prueba y los resultados obtenidos, las variables que presentaron una tendencia no normal fueron sometidas a la sustitución de los valores anómalos y/o extremos por la mediana recalculada, con el objeto de acercarlas a la normalidad.

Concluido este punto, se aplicó la estadística multivariada, para lo cual la data fue estandarizada, convirtiéndola en una matriz sin unidades, lo que subsana el error en los análisis producido por la gran diferencia de escalas en las que se encuentran las variables (Romesburg, 1984). El paquete estadístico utilizado en este paso fue MVSP v.3.1., del cual se obtuvieron el dendrograma de agrupamiento, dendrograma de agrupamiento restringido y al Análisis de Componentes Principales (ACP).

IV. Resultados

En el presente capítulo se describirán los resultados obtenidos de cada una de las fases de la metodología empleada.

1. Descripción estratigráfica de los núcleos de afloramiento

En las siguientes figuras (26 y 27) se muestran las columnas estratigráficas de las secuencias PLL-03-08 sup. y PLL-04-08 inf., empleadas en la presente investigación. La descripción estratigráfica detallada se encuentra en el apéndice F.

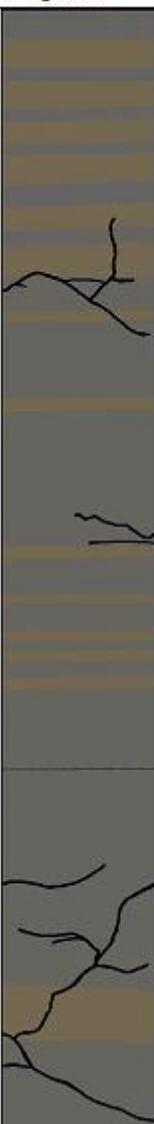
Edad	Espesor (cm)	Espesor acum. (cm)	Columna estratigráfica	Representación gráfica	Estructuras sedim.	Litología descriptiva
CUATERNARIO	10.8	45.8			=	Intercalación de sedimentos tipo arcilla y limo, donde predomina la fracción limosa. La laminación es prominente y además se hallan restos de raíces en algunas capas arcillosas.
	20	35			=	Laminación paralela en intercalación de limo y arcilla con predominio de arcillas; la fracción arcillosa presenta algunos fragmentos de restos vegetales y/o materia orgánica.
	9	15			=	Laminación paralela en sedimentos tamaño arcilla; además se observan pequeñas acumulaciones de presunta materia orgánica junto a restos de raíces.
	1.5	6			=	Sedimentos tamaño con laminación poco prominente.
	4.5	4.5			=	Laminación paralela en toda la sección hasta la base de la secuencia en sedimentos tamaño arcilla.

Figura 26. Columna estratigráfica de la canaleta PLL-03-08 sup.

Edad	Espesor (cm)	Espesor acum. (cm)	Columna estratigráfica	Representación gráfica	Estructuras sedim.	Litología descriptiva	
CUATERNARIO	7.7	41.5			=	Laminación paralela en toda la sección, aunque la misma aumenta de densidad en las capas de sedimentos tamaño limo, los cuales están intercalados con capas de limo-arcilla	
	2.7	33.8				=	Granulometrias distintas cortadas y desplazadas por una pequeña falla normal, entre una granulometría tipo arcilla y con marcada laminación (parte superior) y una tipo limo.
	4.2	31.1				=	Sedimentos tipo arcilla con presencia de laminación paralela y restos de raíces, además de acumulaciones de presunta materia orgánica.
	4.5	26.9					Intercalación de sedimentos tamaño arcilla (predominantes) con tamaño limo.
	4	22.4					Predominan los sedimentos tamaño limo en la parte superior, sin embargo, avanzando hacia el límite inferior comienzan a notarse intercalaciones con sedimentos tipo arcilla.
	3.9	18.4				=	Laminación en sedimentos tamaño arcilla e intercalada en la base con sedimentos tipo limo y presencia de algunas fracturas dispersas sin orientación definida.
	4	9.5				=	Sección de sedimentos tamaño limo que presenta laminación.
	2	5.5					Sedimentos tamaño arcilla, con laminación en la parte superior que disminuye hacia la base.
	3.5	3.5				=	Laminación paralela en toda la sección con presencia de sedimentos tamaño limo y arcilla, intercalados, con predominancia en limos.

Figura 27. Columna estratigráfica de la canaleta PLL-04-08 inf.

En las columnas estratigráficas se observa un aumento gradual del tamaño de grano de base a tope, con zonas de recurrencia de capas de limo entre los sedimentos tamaño arcilla. Las fracturas observadas pueden ser producto de la manipulación de las canaletas con las cuales fueron tomados los núcleos de afloramiento.

2. Región de solape

Evaluando visualmente los núcleos de afloramiento se ubicó con precisión la región de solape entre las secuencias, en la figura 28 se muestra una fotografía detallada de esta área y su ubicación en la secuencia completa, igualmente, los perfiles quimioestratigráficos de las especies reflejan una correlación marcada, ver figura 29. Adicional a la evaluación visual se efectuó un análisis estadístico ANOVA de dos vías, con el que se pudo comprobar con un 99% de significancia que el 50% de las variables, en cada muestra dentro de la región en común pertenecen a una misma población de datos. En el apéndice E se encuentran los resultados de dicho análisis y los gráficos de error estándar de las variables para este intervalo.

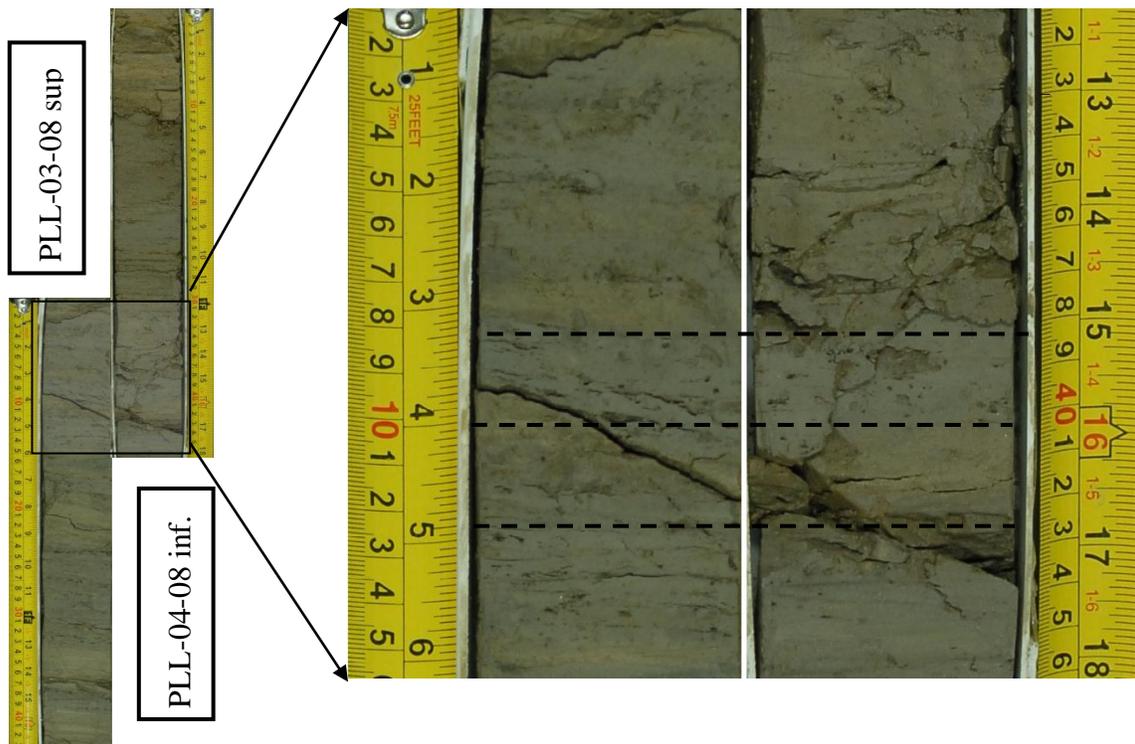


Figura 28. Secuencia unificada con PLL-03-08 (sup) y PLL-04-08 (inf), donde el recuadro en transparencia indica la región de solape. La región marcada con líneas punteadas representa la concordancia de tamaño de granos, color y estructuras entre las secuencias en la zona de solape.

En la figura 29 se observa como en los perfiles quimioestratigráficos de los óxidos de Si, Fe, K y Al, a iguales alturas estratigráficas, revelan la correlación.

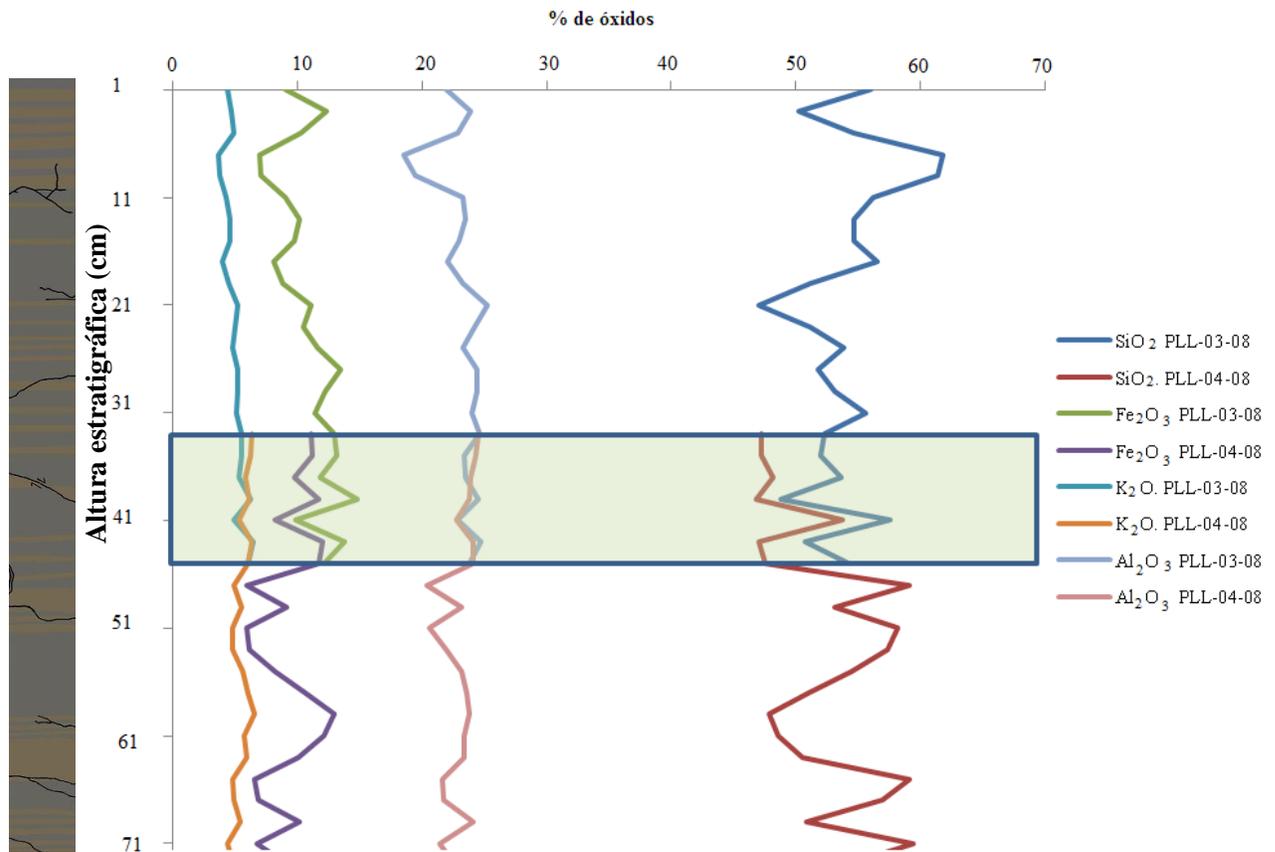


Figura 29. Perfiles quimioestratigráficos de los óxidos de Si, Fe, K y Al, donde se observa la correspondencia en las tendencias de las concentraciones dentro del área resaltada con el recuadro de color azul.

La región de solape, de esta forma representa el intervalo entre las muestras PLL-03-33 – PLL-03-45 (base de la secuencia superior) y la PLL-04-03 – PLL-04-15 (tope de la secuencia inferior), corroborado tanto por la descripción visual, análisis estadístico ANOVA de dos vías y correspondencia en perfiles quimioestratigráficos.

Los gráficos que a continuación se presentan están elaborados con base al orden temporal de las muestras (secuencia unificada), comenzando desde 1 (cm), correspondiente al tope de la secuencia, hasta 73 (cm) base de la misma.

3. Análisis termogravimétrico

En figura 30 se muestra la variación porcentual de humedad (105°C), pérdida de volátiles a 550°C, con valores entre 1.5 – 5.1% y pérdida de volátiles a 750°C, con valores entre 0.75 – 1.49% para cada muestra de los núcleos de afloramiento. En el apéndice G se encuentra la tabla con los valores de porcentaje de pérdida para cada muestra a cada temperatura.

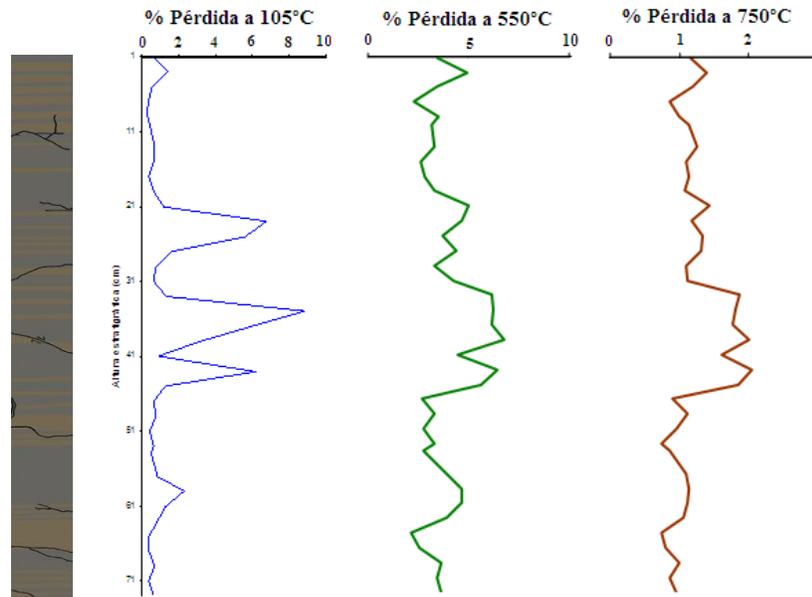


Figura 30. Perfiles de pérdida de volátiles a 105°C, 550°C y 750°C, respectivamente.

4. Perfiles quimioestratigráficos

Mediante la elaboración de los perfiles quimioestratigráficos y las curvas de acumulación porcentual para cada elemento químico se pudo determinar las regiones dentro de cada una de la secuencia donde las concentraciones elementales varían considerablemente, siendo evidenciado con una inflexión pronunciada en las curvas de acumulación porcentual. Así mismo se pudieron establecer a priori los elementos que mantenían una tendencia similar en la columna sedimentaria. En la figura 31 se presentan los perfiles quimioestratigráficos donde se observan inflexiones marcadas y similitud en las tendencias de concentración de algunos elementos. En el apéndice H se presenta la tabla de concentraciones de los elementos químicos cuantificados y los perfiles quimioestratigráficos de MgO, MnO, TiO₂, CaO, P₂O₅, Cr, Cu, La, V y Ba.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA

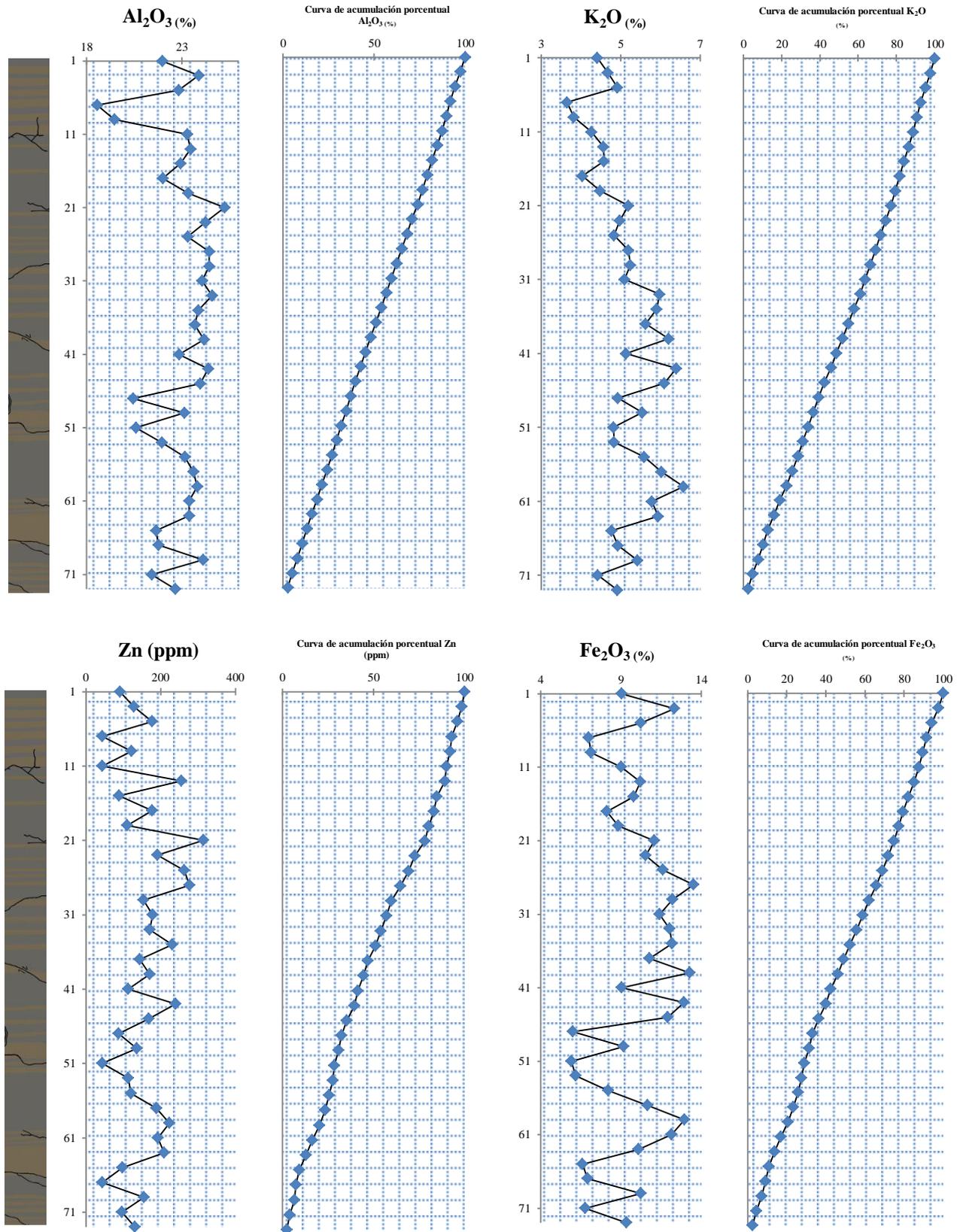
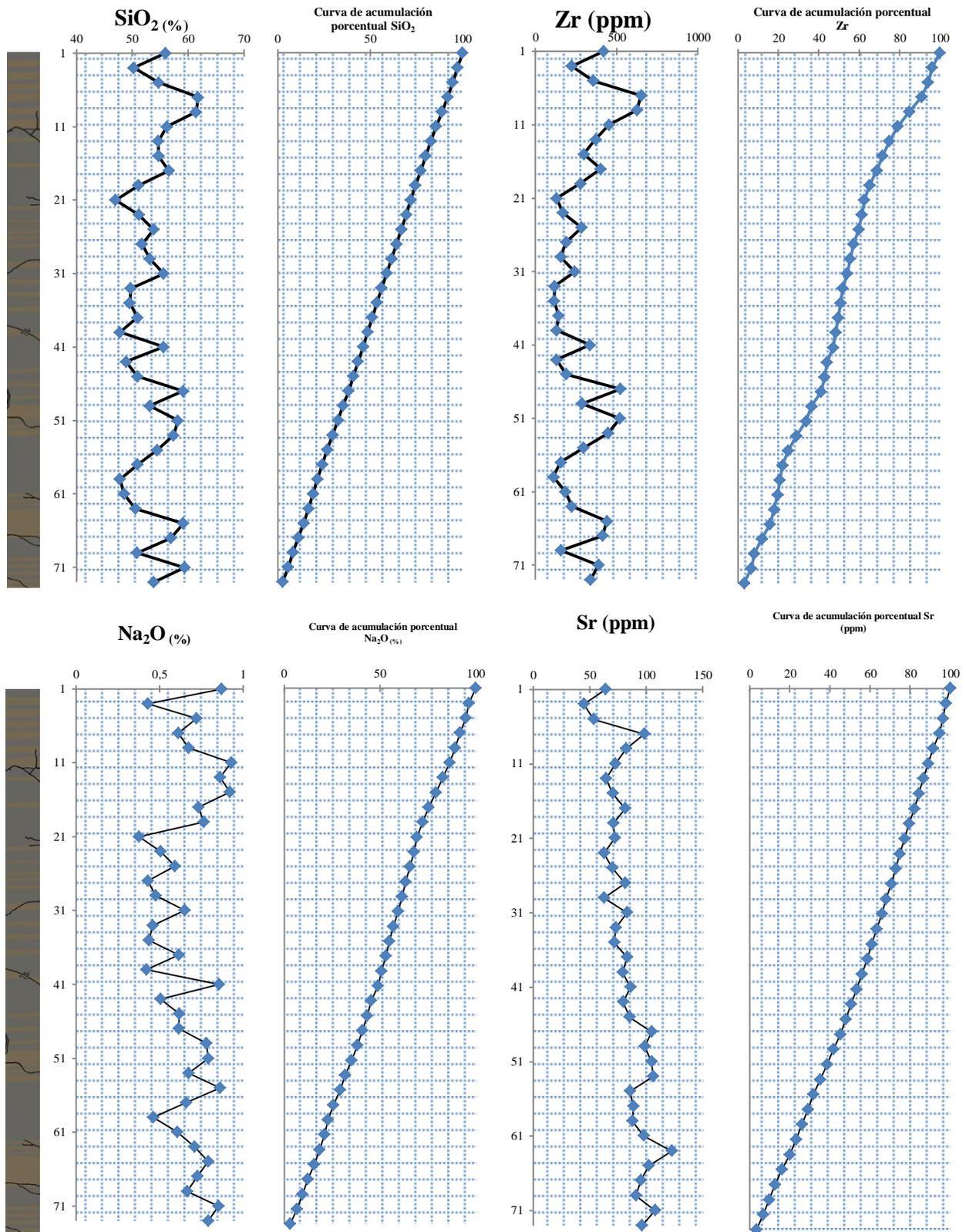


Figura 31. Perfiles quimioestratigráficos de los elementos químicos



... continuación de la figura 31.

En los perfiles de la figura 31 se puede observar como algunos elementos mantienen una tendencia muy parecida en cuanto a sus valores relativos de concentración en la secuencia; este comportamiento se puede extrapolar a casi todos los elementos determinados, los elementos Al, K, Fe, Mn, Mg, Ti, Cu, Ba y V tienen tendencias de concentración similar, indicando, probablemente, que han respondido de forma parecida ante los procesos que han influenciado la sedimentación. Por su parte, los elementos Si, Na, Ca, La, Zr y Sr revelan orientaciones parecidas en cuanto a sus máximos y mínimos de concentración, que a su vez se manifiesta opuesta a los máximos y mínimos de los elementos de la primera lista.

Al correlacionar las variaciones composicionales de las muestras estudiadas, se aprecia que las mayores concentraciones del óxido de silicio, corresponden a las capas donde se identificaron sedimentos tamaño limo, donde decrecen considerablemente las concentraciones de aluminio. Así mismo, las mayores concentraciones de elementos como potasio, y magnesio (con iguales tendencias que el aluminio) podrían estar asociadas a la presencia de minerales de arcilla ya que a estas alturas, dentro de la secuencia se observan las mayores proporciones de sedimentos de esta granulometría.

5. Comportamiento estadístico de las variables

5.1. Estadística univariada

Mediante esta herramienta se pudieron determinar aquellas especies cuya distribución de datos se alejaba de la normalidad, así como sus valores anómalos. En la figura 32 se muestran los histogramas de frecuencia y las cajas gráficas del Ba, La y Al, donde se puede apreciar diferencias en cuanto a la distribución de sus datos. En el apéndice E.1 se encuentran los histogramas y cajas gráficas del resto de las especies.

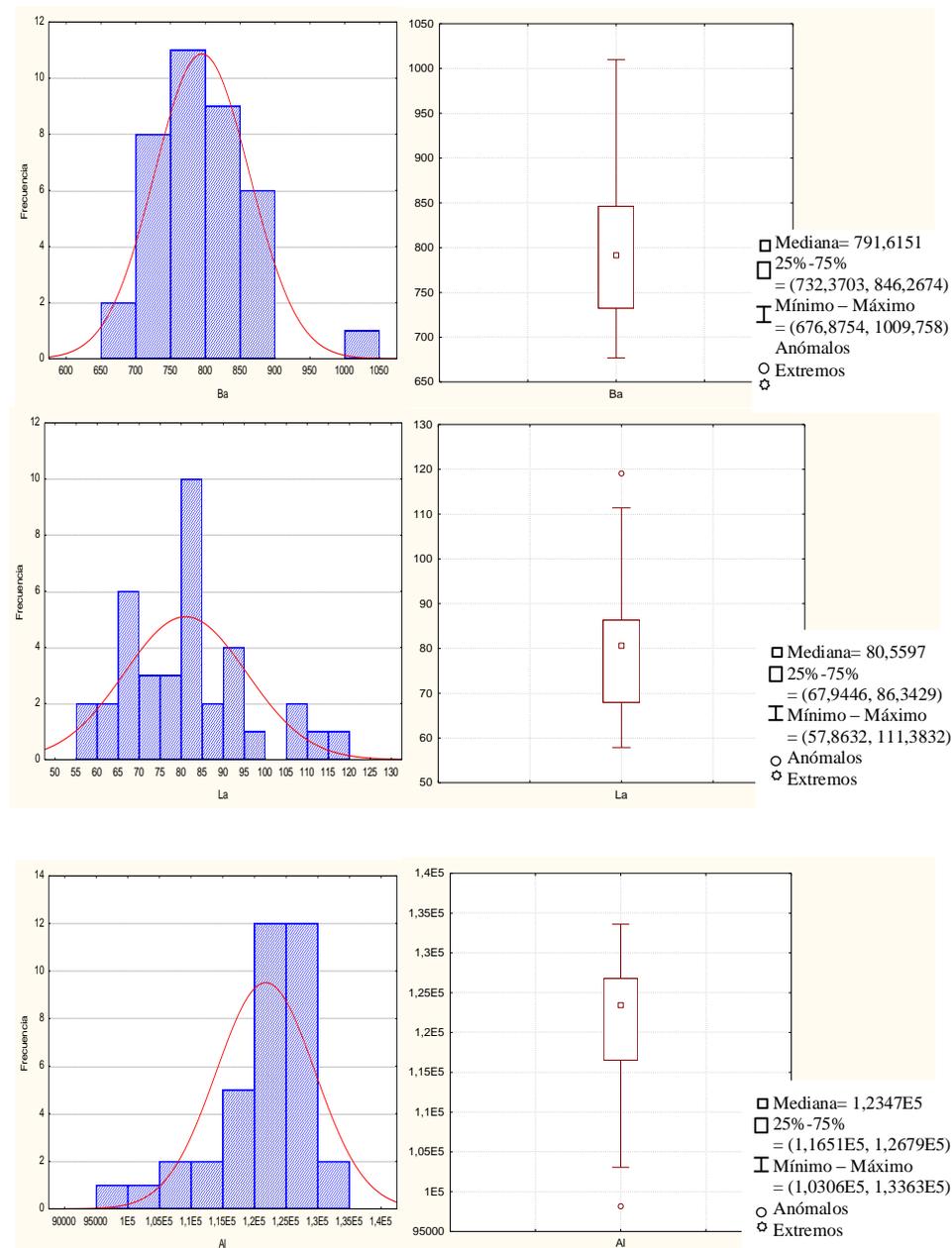


Figura 32. Histogramas de frecuencia y cajas gráficas de Ba, La y Al.

De la revisión de todos los gráficos surgieron especies que contenían datos anómalos y extremos, éstas fueron Zn, Cr, La y Al y para determinar estadísticamente la tendencia de la distribución de los datos, además de visualmente mediante los histogramas de frecuencia se efectuó la prueba de Shapiro – Wlik’s, cuyo resultado se presenta en la tabla 7. En el apéndice E.2 se muestra la tabla de comparación utilizada para seleccionar el valor de W teórico y la metodología de elaboración.

Tabla 7. Prueba de normalidad de Shapiro – Wilk’s para un intervalo de confiabilidad de 95%, con un número de muestras n:37.

Variable	SW - W	W teórica	P: 0.05 (Intervalo de confianza del 95%)
Ba	0.950	0.936	Normal
Cr	0.944	0.936	Normal
Cu	0.972	0.936	Normal
La	0.956	0.936	Normal
Sr	0.989	0.936	Normal
V	0.961	0.936	Normal
Zn	0.973	0.936	Normal
Zr	0.927	0.936	Normal
Si	0.967	0.936	Normal
Al	0.900	0.936	No normal
Fe	0.951	0.936	Normal
Mn	0.899	0.936	No normal
Mg	0.964	0.936	Normal
Ca	0.878	0.936	No normal
Na	0.954	0.936	Normal
K	0.981	0.936	Normal
Ti	0.952	0.936	Normal
P	0.970	0.936	Normal

El resultado de este análisis confirmó las variables que no presentaban distribuciones de datos normales (Al, Mn y Ca), a las cuales se les sustituyó los valores anómalos o extremos por la mediana recalculada en cada caso, de esta forma se obtuvo una nueva distribución de datos para alcanzar la normalidad.

5.2. Quimioestratigrafía de los sedimentos del Valle Glacial La Canoa

En la figura del análisis de agrupamiento se analizaron todas las variables pertenecientes al núcleo de pared general para obtener así las asociaciones elementales. En la figura 33 se muestra el dendrograma de agrupamiento del cual se extrajeron las asociaciones elementales que se exponen en la tabla 8:

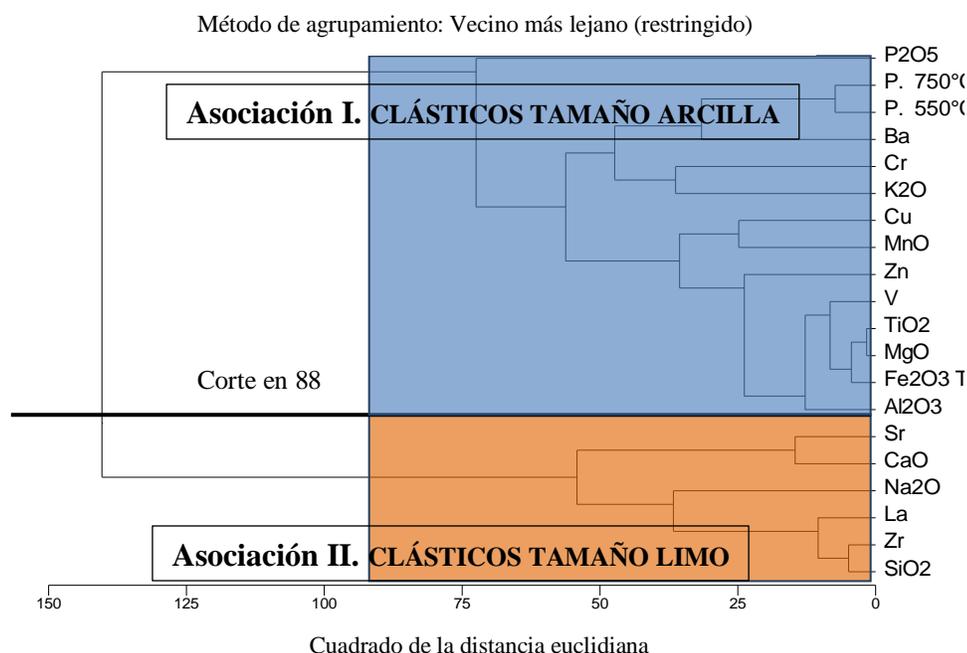


Figura 33. Dendrograma de agrupamiento

Tabla 8. Elementos constituyentes de cada asociación elemental obtenida mediante dendrograma de agrupamiento

Asociación I.	Asociación II:
Zn, Al, Ti, Mg, Fe, V, Mn, Cu, K, Cr, P, P. 750°C y P. 550°C.	Ca, Zr, Na, Si, Zr y La

Debido a la presencia en cada agrupación de elementos representantes de dos grandes familias de minerales, SiO_2 y Al_2O_3 (silicatos y aluminosilicatos) y que a su vez, dentro de los dendrogramas de agrupamiento restringido se asocian a regiones de tamaño de grano diferenciables dentro de la secuencia, limos para las fases de mayores concentraciones del grupo representado por el SiO_2 y tamaño arcilla para las fases de mayores concentraciones de Al_2O_3 , los nombres correspondientes para cada asociación elemental están ligados al tamaño relativo de los sedimentos que representan, por tanto se estableció para la primera asociación el nombre: **CLÁSTICOS TAMAÑO ARCILLA** y para la segunda asociación el nombre: **CLÁSTICOS TAMAÑO LIMO**.

Con la finalidad de confirmar las asociaciones elementales halladas mediante el dendrograma de agrupamiento, fue efectuado un Análisis de Componentes principales (ACP); en el apéndice E.5 se presenta una tabla con los dos componentes principales, los cuales llevan consigo casi el 80% de la

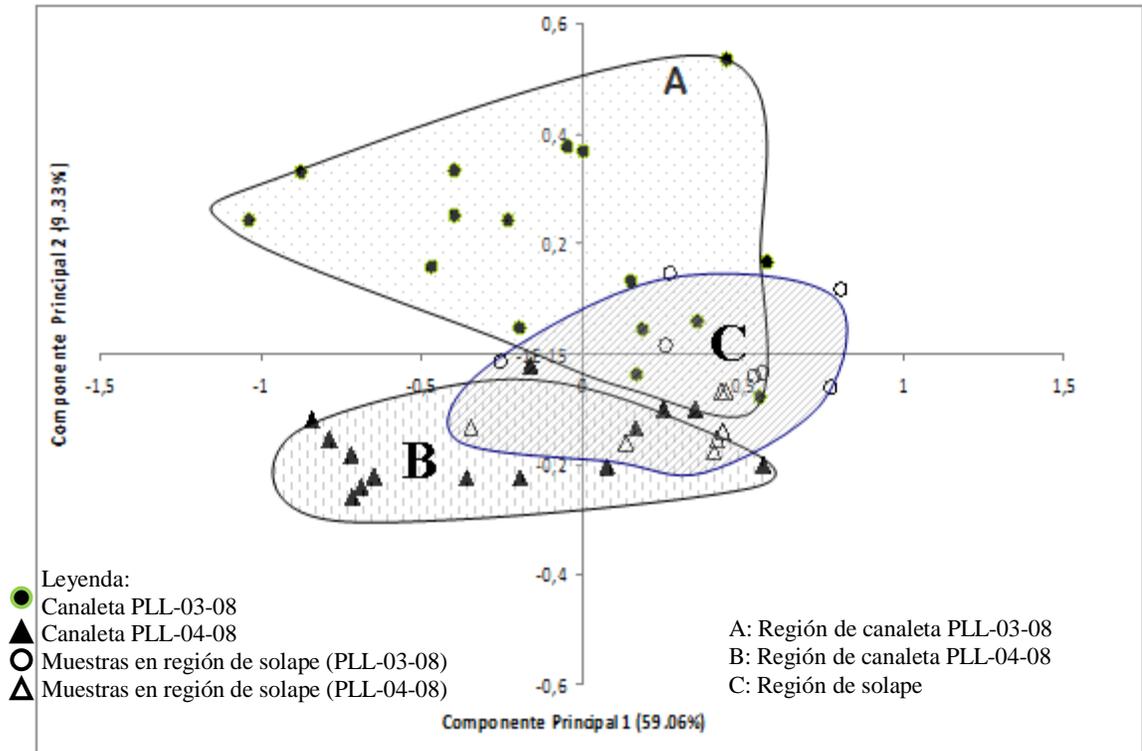


Figura 35. Análisis de Componentes Principales. Región de solape entre las secuencias. Donde C representa la región equivalente al solape entre las secuencias, A la secuencia superior y B la inferior.

Por medio de este gráfico, se tienen argumentos estadísticos adicionales para confirmar la relación entre las dos columnas de manera espacial tomando en cuenta cada variable.

A partir de estas asociaciones se generaron los dendrogramas de agrupamiento restringido que a continuación se presentan:

Para el caso de la primera asociación. **CLÁSTICOS TAMAÑO ARCILLA:**

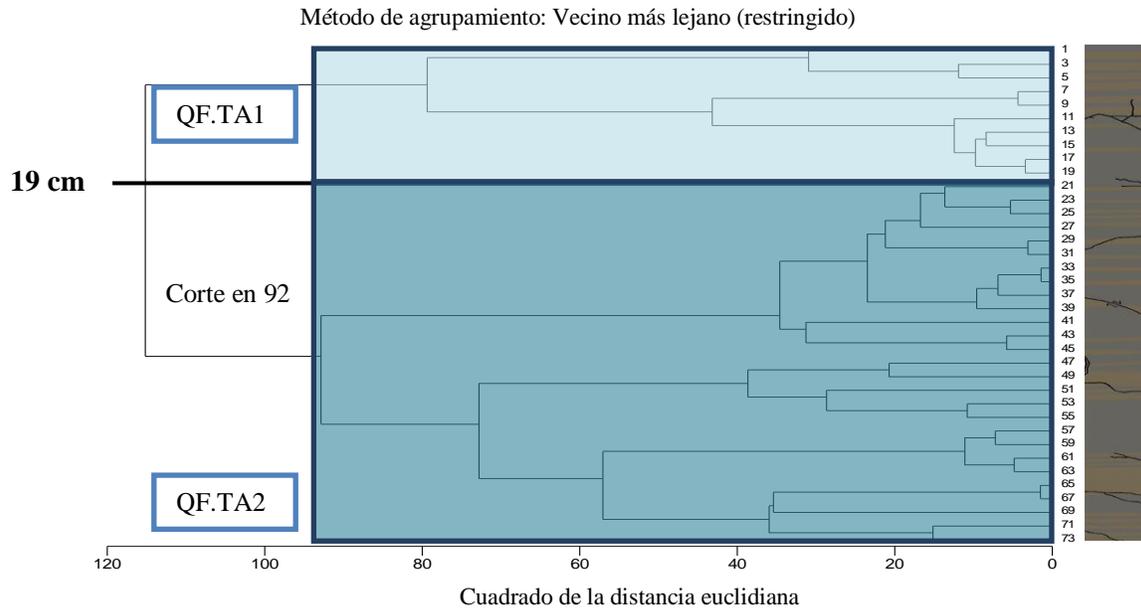


Figura 36. Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO ARCILLA

Con un corte en 92 dentro de la escala de disimilitud, realizado con base en la obtención de los grupos de muestras más disímiles dentro de la secuencia, se generaron 2 quimiofacies; estas revelan variaciones en la textura general de los sedimentos, unida a un cambio en la coloración de los mismos:

QF.TA1: Sección dentro de la secuencia con las concentraciones más bajas relativas de los elementos asociados. En la secuencia estratigráfica se manifiesta como una región con prominencia en sedimentos tamaño limo hacia el tope (1 cm) y progresivamente hasta sedimentos tamaño arcilla hacia la base de la sección (19 cm). Igualmente las proporciones de pérdida de volátiles, para 550°C y 750°C manifiestan bajas concentraciones.

QF.TA2: En esta sección, las concentraciones de los elementos implicados y porcentaje de pérdida de volátiles exhiben los mayores valores relativos, con sus respectivas fluctuaciones, esta sección estratigráficamente representa un predominio en los sedimentos tamaño arcilla y se ubica entre la altura estratigráfica 21 cm y 73 cm (base de la secuencia).

Debido al carácter variante de las concentraciones elementales, el dendrograma fue dividido de la siguiente forma:

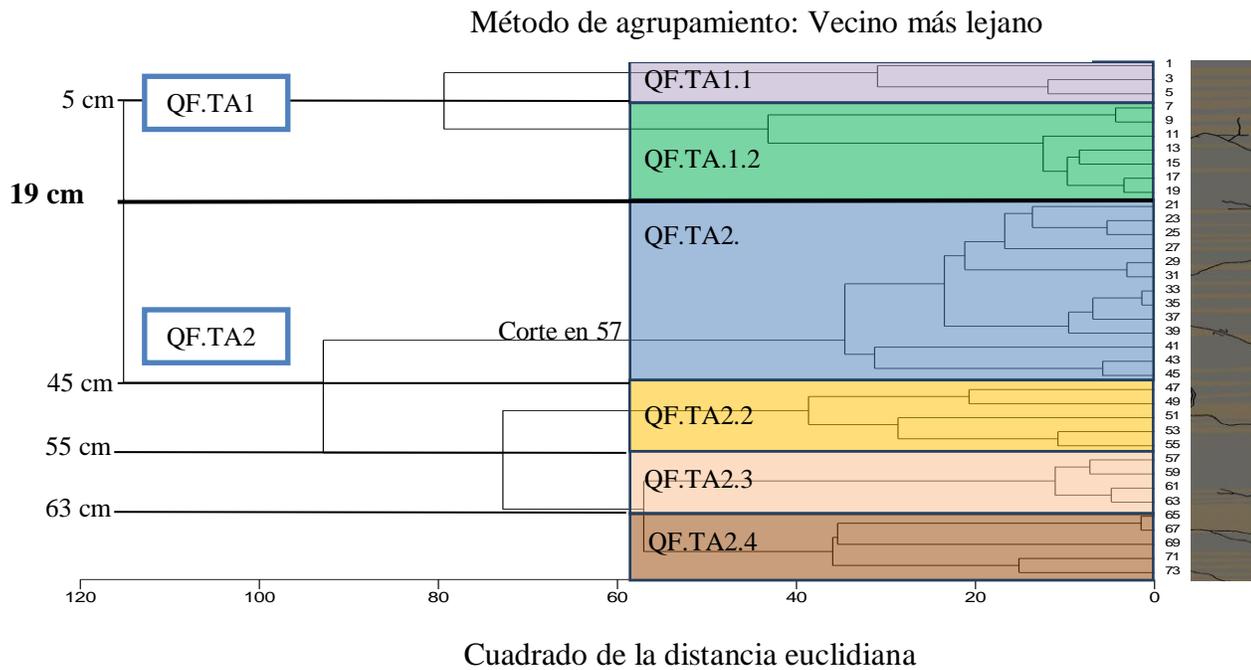


Figura 37. Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO ARCILLA con subquimiofacies marcadas.

Las quimiofacies secundarias marcadas fueron obtenidas realizando un corte en 57 en la escala del cuadrado de la distancia euclidiana, donde se aprecia la homogeneidad que entre grupos de muestra existe, indicando períodos con reforzamiento de condiciones cíclicas. En la figura 37 se observa como en los perfiles quimioestratigráficos, estas subquimiofacies revelan variaciones en las concentraciones elementales:

La quimiofacies principal **QF.TA1**, ubicada entre las alturas 1 – 19 cm encierra las menores concentraciones relativas de Al_2O_3 y Na_2O , las especies Zn, Fe_2O_3 y Ti_2O presentan bajas concentraciones pero no las menores de la secuencia. Esta región, estratigráficamente se manifiesta en un aumento en la proporción de sedimentos tamaño limo.

Las subquimiofacies que integran esta región, **QF.TA1.1** (1 – 5 cm) y **QF.TA1.2** (7 – 19 cm) contemplan variaciones relativas en las concentraciones de todas las especies asociadas, reflejando cambios bruscos en las mismas, de aumento y disminución probablemente motivado a las intercalaciones entre sedimentos de distintas granulometrías que caracterizan la sección.

En la quimiofacies principal **QF.TA2**, ubicada entre las alturas estratigráficas 21 y 73 cm (base) tiene lugar la aparición de las mayores concentraciones de los elementos que integran la asociación de clásticos tamaño arcilla, que si bien fluctúa a lo largo de la secuencia mantiene los mayores valores al menos para las especies Al_2O_3 y Na_2O , Fe_2O_3 y Ti_2O . Dentro de esta sección, las subquimiofacies encierran de una forma más detallada las variaciones en cuanto a la tendencia de concentraciones, en las que las fluctuaciones de magnitudes de concentración son cíclicas, por lo que se pueden caracterizar las subquimiofacies **QF.TA2.1** (21 – 45 cm) y **QF.TA2.3** (57 – 63 cm) como poseedoras de las altas concentraciones de todos los elementos involucrados en la asociación, lo que al correlacionarlo con la descripción estratigráfica representa en esta las regiones con mayor proporción de sedimentos tamaño arcilla de toda la secuencia. Por otra parte, las subquimiofacies **QF.TA2.2** (47 – 55 cm) y **QF.TA.4** (65 – 73 cm) representan las regiones con las concentraciones más bajas dentro de la sección correspondientes a las capas de sedimento tamaño limo presentes.

Para el caso de la segunda asociación. **CLÁSTICOS TAMAÑO LIMO:**

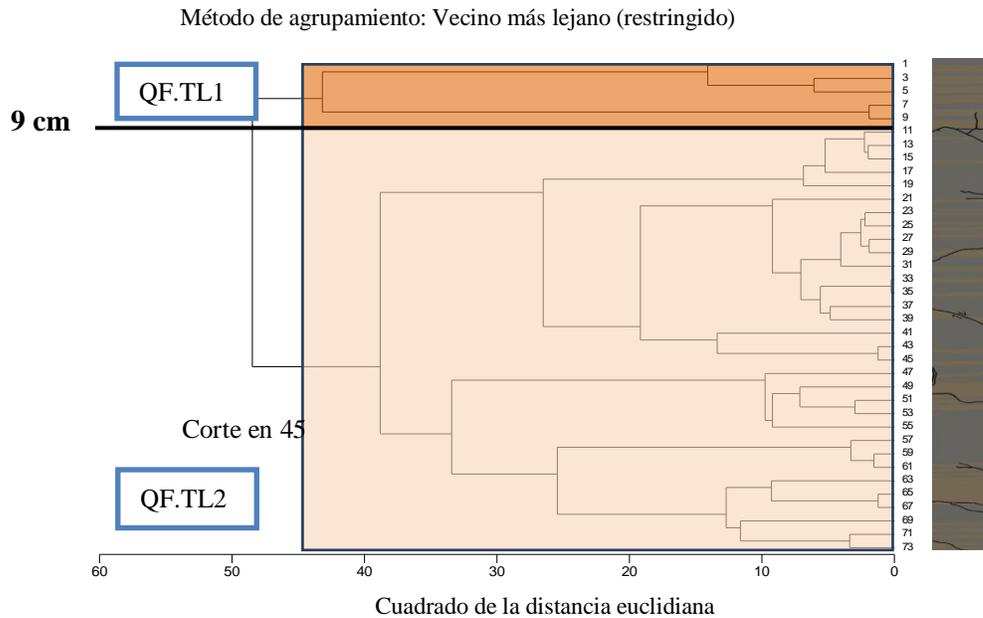


Figura 39. Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO LIMO

Con un corte en la escala de disimilitud en 45 se generaron 2 quimiofacies; estas representan tanto en los perfiles, como en la descripción textural de la columna estratigráfica una variación importante referida al tamaño de grano, color y concentraciones elementales:

QF.TL1: Sección con las mayores concentraciones de los constituyentes de la asociación elemental de toda la secuencia, predominancia de limos en descripción estratigráfica y friabilidad alta. Intervalo dentro de la secuencia desde la altura 9 cm hasta el tope de la secuencia.

QF.TL2: Sección con numerosas y marcadas variaciones en las concentraciones elementales, aunque todas de magnitud menor que en la sección anterior y en la secuencia estratigráfica con predominio de la fase arcillosa. Abarca desde la base hasta la altura 11 cm de la secuencia.

Tanto para la quimiofacies I y II, se presenta el siguiente dendrograma, destacando las subquimiofacies del dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de clásticos tamaño limo.

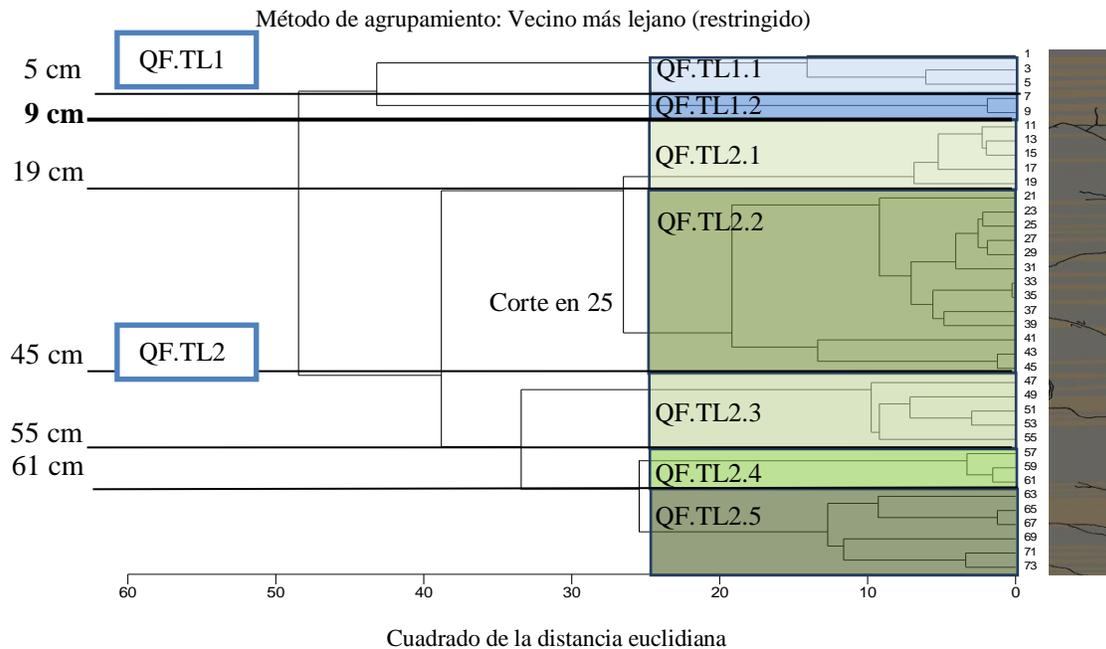


Figura 40. Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación de CLÁSTICOS TAMAÑO LIMO con subquimiofacies marcadas.

Estas subdivisiones que se generaron haciendo un corte en 25 en la escala relativa de disimilitud representan períodos de cambios leves acaecidos durante el proceso de sedimentación dentro de las variaciones más marcadas representadas por las quimiofacies principales, sugiriendo con esto el carácter cíclico de las mismas. A continuación, en la figura 41 se muestra el dendrograma anterior junto a los perfiles quimioestratigráficos de 5 de los elementos incluidos dentro de la asociación elemental.

La quimiofacies principal **QF.TL1** representa la región donde, estratigráficamente se concentra la mayor cantidad de minerales tamaño limo y a su vez contiene las mayores concentraciones de especies tales como SiO₂, Zr, Na₂O y Sr, las subdivisiones que se han efectuado sobre esta conllevan zonas donde las condiciones han variado dentro de la misma región, en la subquimiofacies **QF.TL1.2** se observa un aumento en las concentraciones de SiO₂, Zr, Na₂O, Sr y La de base a tope, caso contrario con la subquimiofacies **QF.TL1.1**, donde las concentraciones van disminuyendo desde los 9 cm hasta el tope en la sección.

La quimiofacies principal **QF.TL2**, además de representar las menores proporciones de sedimentos tamaño limo revela concentraciones menores para los elementos constituyentes de la asociación de clásticos tamaño limo, sobre todo para las especies SiO₂, Zr y La, por su parte el Na₂O y Sr tienen fluctuaciones importantes en sus concentraciones a lo largo de la secuencia que generan concentraciones mayores a las de las observadas en la quimiofacies **QF.TL1**.

La subquimiofacies **QF.TL2.1** (entre las alturas estratigráficas 11 a 19 cm) representa aumentos relativos en las concentraciones de todos los elementos involucrados en esta asociación, en capas donde la fracción de sedimentos tamaño limo se hace visible dentro de la columna estratigráfica, tendencia que se revierte en la subquimiofacies **QF.TL2.2** (entre 21 – 39 cm) donde las concentraciones disminuyen en presencia de una disminución en la fracción limosa. En el resto de las subquimiofacies las fluctuaciones en las concentraciones varían debido a ciclicidad en cuanto a las distribuciones granulométricas, con esto se tiene que las subquimiofacies **QF.TL2.3** (45 – 55 cm) y **QF.TL2.5** (61 – 73 cm) simbolizan aumentos en las concentraciones y la subquimiofacies **QF.TL2.4** (55 – 61 cm) disminuciones en las mismas.

V. Interpretación de resultados

En este capítulo se abordará de manera interpretativa los resultados expuestos y se harán correlaciones respecto a los objetivos de la investigación.

1. Termogravimetría

Los resultados obtenidos en función de las temperaturas a las que fueron sometidas las muestras es un indicativo del tipo de mineral presente en las mismas en cuanto a su descomposición térmica.

Tomando en cuenta la correlación de estos parámetros con las especies químicas determinadas en la secuencia, mediante el dendrograma de agrupamiento, estos se agrupan junto a los elementos de la asociación de CLASTICOS TAMAÑO ARCILLA. En este sentido, la determinación de volátiles a 550°C está controlada por la descomposición de minerales de arcilla, oxihidróxidos de hierro y aluminio y por la materia orgánica presente. Debido a que para esta asociación, la descripción estratigráfica de la secuencia indica su predominancia en la facies de los sedimentos tamaño arcilla, este parámetro nos está indicando que dichos minerales y materia orgánica se encuentran concentrados en esta granulometría. En la figura 42 se observan los gráficos de correlación del Al_2O_3 , Fe_2O_3 y V, donde se observa su correlación con la pérdida de volátiles a esta temperatura. El Vanadio se utiliza como indicador de las variaciones en el contenido de materia orgánica debido a su afinidad con la misma (Calanchi *et al.*, 1996).

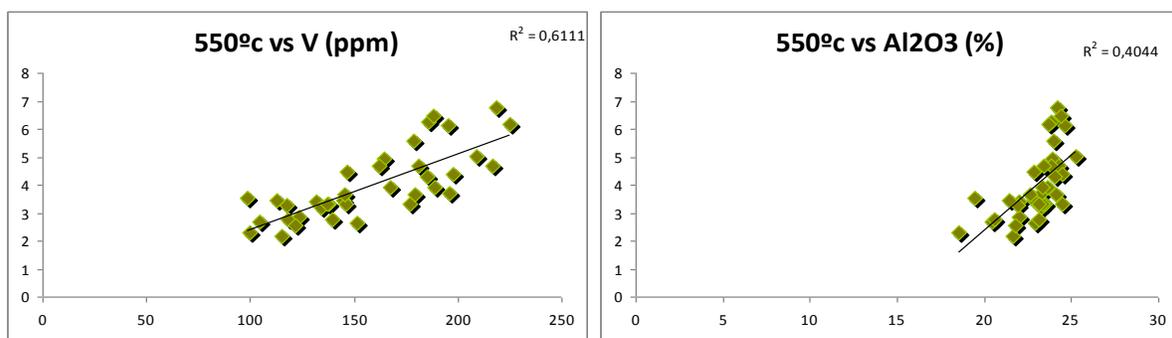
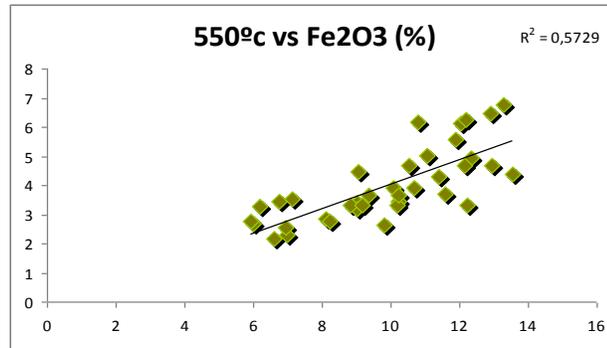


Figura 42. Gráficos de correlación de los óxidos de Aluminio, Hierro y del Vanadio en ppm en función de la pérdida de volátiles a la temperatura de 550°C.



...Continuación figura 42.

Estos gráficos están indicando la fuerte relación existente entre las magnitudes de concentración obtenidas de las especies Al_2O_3 y Fe_2O_3 a lo largo de la secuencia con la proporción de volátiles expelidos por las muestras a esa temperatura en las mismas alturas estratigráficas, demostrando con los coeficientes de correlación las gráficas relación positiva entre dichas variables, aunque un poco mayor para el óxido de hierro. Este tipo de correlación podría estar indicando una mayor presencia de oxihidróxidos de hierro y aluminio donde el perfil de pérdida a 550°C muestra los mayores valores.

En relación al Vanadio, este, por su estabilidad como constituyente de materia orgánica (Calanchi, *et al.*, 1996) está indicando que ciertamente sus valores dentro de los perfiles quimioestratigráficos probablemente se asocien a las variaciones en la cantidad de materia orgánica, que al igual que en el caso de los oxihidróxidos de Hierro y aluminio se concentran en la parte inferior de la secuencia debido a una mayor correlación de los mismos en esa región.

Estos resultados revelan la diferencia en cuanto a la energía presente en la cuenca durante el proceso de su sedimentación, la cual decrece para propiciar la depositación y preservación de la materia orgánica y la precipitación de los oxihidróxidos de hierro y aluminio dentro de la facies de sedimentos tamaño arcilla, que se relaciona directamente con las fluctuaciones climáticas de la región.

La pérdida de volátiles a 750°C , de acuerdo al dendrograma se agrupamiento se relaciona, al igual que a la temperatura de 550°C con la asociación de CLASTICOS TAMAÑO ARCILLA, por lo que los constituyentes minerales que se han descompuesto se concentran en esa fracción. La descripción de la geología de la zona de estudio no reporta grafito por lo que esta determinación se basó en la

pérdida de carbonatos. Considerando el elemento Mg asociado a la pérdida de este tipo de mineral (Calanchi, *et al.*, 1996), además constituyente de dicha asociación se graficó la correlación entre MgO y la pérdida a 750°C en la figura 43.

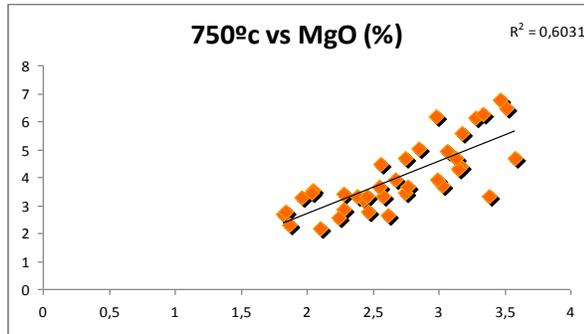


Figura 43. Gráfico de correlación del óxido de magnesio respecto a la pérdida a 750°C.

El coeficiente de correlación para la pérdida en función del MgO presenta pendiente positiva, por lo que se podría relacionar parte de este mineral como constituyente de alguna fase mineral carbonática dentro del sistema lacustre (Calanchi *et al.*, 1996). Sin embargo, tanto en la descripción física de las muestras como en el análisis estadístico de los resultados no se encontraron indicios de la presencia de minerales carbonáticos.

2. Interpretación paleoclimática de los resultados

Una de las relaciones interelementales más utilizadas para conocer las condiciones climáticas que afectaron los sedimentos durante su depositación es la del K/Al (Pearce, 1999; Yarincik *et al.*, 2000), estos elementos usualmente representan químicamente las proporciones de illita / caolinita dentro de un registro sedimentario, en función de lo anterior, los gráficos concernientes a la relación interelemental K/Al y su respectiva curva de acumulación porcentual muestran dichas variaciones en orden temporal (figura 44).

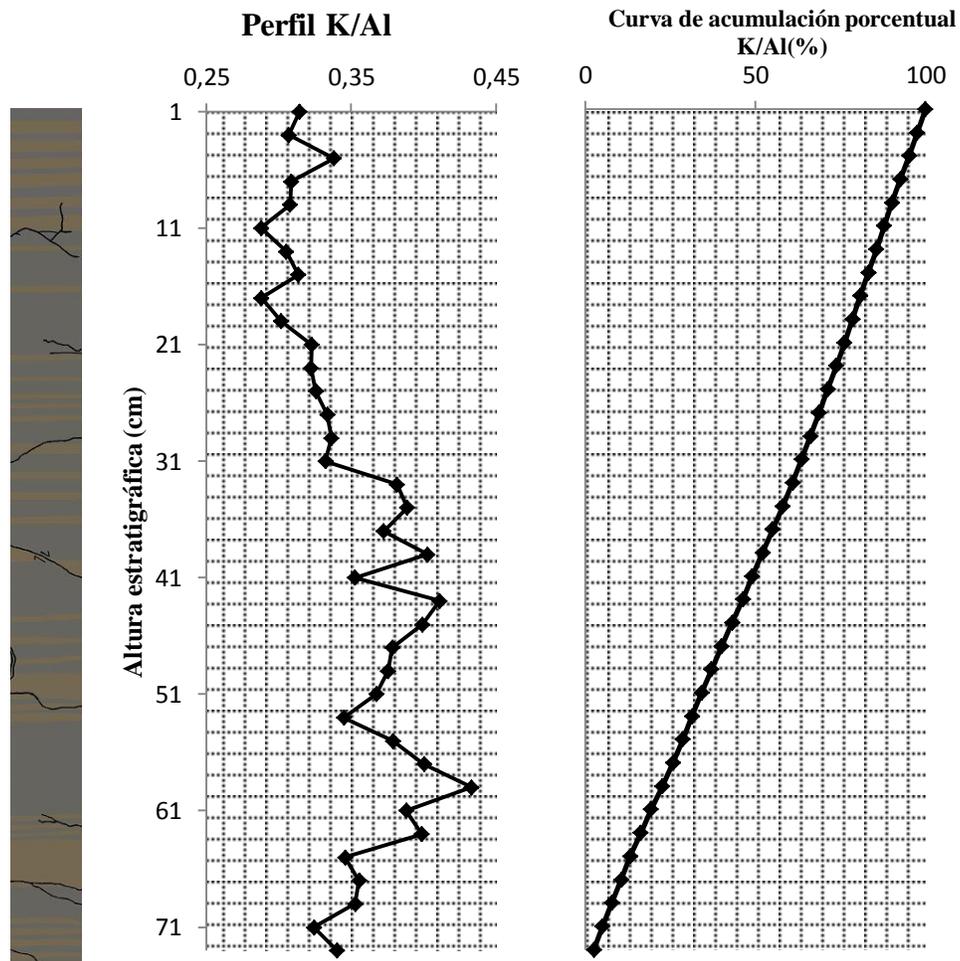


Figura 44. Perfil quimioestratigráfico de la relación interelemental K/Al.

Según el perfil de la figura 44 se observan distintos ciclos de aumento y disminución de la relación illita/caolinita, ubicados dentro de las regiones que reflejan las mayores inflexiones del gráfico. Dichas variaciones no son tan marcadas y considerando que las arcillas presentes son generadas de forma secundaria y dependientes del ambiente de meteorización, esta relación se convierte en un indicador de las condiciones de hidrólisis de la cuenca, siendo esta alta para los períodos interglaciares y baja para los glaciares (Fagel, 2008). Si bien es cierto lo anterior, se debe destacar que el período que abarca la sedimentación de las secuencias en estudio es el Holoceno, período interglaciar, por lo que los cambios que se observan se deben a pequeñas fluctuaciones del clima.

De acuerdo con la interpretación anterior y haciendo una revisión detallada de los ciclos que se observan en el gráfico, dentro del intervalo de alturas entre 73 cm(base) – 61cm la relación es baja, indicando una intensidad elevada de meteorización, correspondiente a un clima cálido y húmedo, tendencia que varía de 61 a 53 cm encontrándose una relación elevada, lo que sugiere un clima de tipo frío y seco que fluctúa de 53 a 43 cm para disminuir progresivamente de 43 a 17 cm indicando nuevamente un clima más cálido y húmedo que se mantiene relativamente constante de 17 cm al tope de la secuencia.

Es importante destacar que correlacionando estos ciclos con la descripción estratigráfica de la secuencia, estas fluctuaciones coinciden con cambios en la granulometría observada, donde en el intervalo (base) 73 – 53cm la fracción granulométrica dominante es tamaño limo, de 53 – 31 cm predomina la fracción arcillosa y de 31 cm hacia el tope de la secuencia (1 cm) la fracción limosa va en aumento, predominando en los primeros centímetro. Con esta característica se podría hacer una correlación directa entre el tamaño de grano y la intensidad de meteorización o el ambiente durante la sedimentación en el cual durante estadios de clima cálido y húmedo las condiciones de transporte se hacen más intensas, generando la depositación de sedimentos con mayor tamaño de grano (en el caso de la secuencia de estudio correspondería a los sedimentos tamaño limo), tendencia que se revierte cuando las condiciones son más frías y secas, donde la capacidad de transporte disminuye, sedimentando partículas más finas (tamaño arcilla en el caso de la secuencia estudiada).

Otro parámetro que proporciona información acerca del nivel de meteorización sufrido por los sedimentos y además que tiene la utilidad de corroborar las inferencias anteriores es el índice de alteración química (CIA), el cual es una medida de la disminución o aumento de la proporción de elementos indicadores de condiciones de meteorización, siendo los óxidos de Calcio, Sodio y Potasio los que disminuyen en períodos de alta meteorización, elevando los valores de CIA y los óxidos de Aluminio, Silicio y Titanio incrementándose relativamente durante dichos estadios (Aristazábal, et. al., 2009). En la figura 45 se presenta en CIA (índice de alteración química) y PIA (índice de alteración para las plagioclasas) para cada muestra de la secuencia sedimentaria:

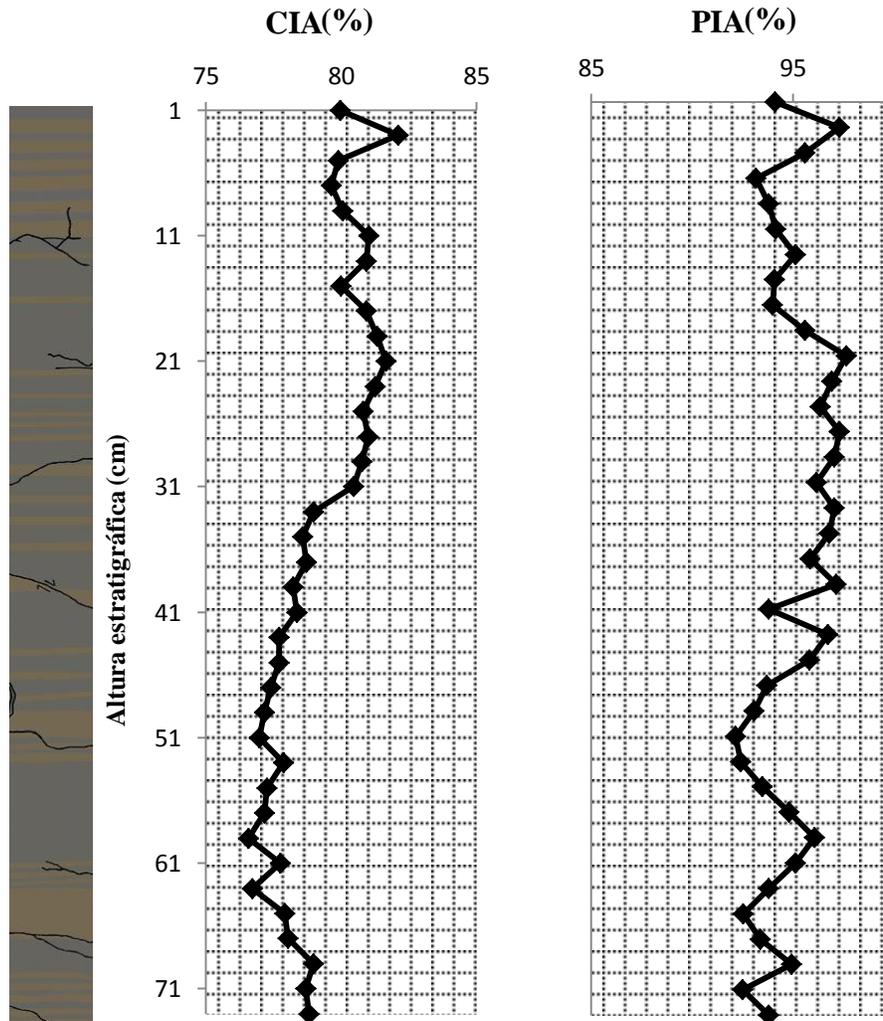


Figura 45. Perfiles de CIA y PIA en la secuencia estratigráfica.

Los porcentajes revelan una intensa meteorización que viene dada por las bajas concentraciones de los cationes Na, K y Ca en el sistema, los valores de los porcentajes indican la presencia de minerales secundarios en su mayoría, de tipo illita – caolinita, esto de acuerdo al porcentaje que deriva de este tipo de alteración que se encuentra entre 70 y 85 por ciento (Nesbitt y Wilson, 1992). La variación de este factor es gradual y se ubican cambios alrededor de las alturas 73 cm (base) – 59 cm, donde progresivamente disminuyen los porcentajes, seguido de un aumento progresivo de 59 – 15 cm y por último valores relativamente constantes de 15 cm hasta el tope de la secuencia; a modo de vista general en la secuencia aumenta el grado de meteorización a medida que se asciende de base a tope, sin embargo, las pequeñas variaciones se pueden correlacionar a los resultados

obtenidos de la relación K/Al, siendo esta indicadora de mayores intensidades de meteorización precisamente hacia el tope de la secuencia. En el apéndice I se encuentran las ecuaciones utilizadas para calcular el índice de alteración química y el índice de alteración de las plagioclasas.

2.1 Implicaciones paleoclimáticas

La dinámica climática que prevalece en las regiones tropicales durante el cuaternario está controlada por los efectos combinados de temperatura, precipitación y radiación solar. (Kaser y Osmaston, 2002 en Stansell *et al.*, 2005).

Venezuela está situada cerca del límite Norte de la zona de convergencia intertropical, su desplazamiento entre los hemisferios genera una diferenciación marcada en las precipitaciones en los extremos latitudinales de dicha trayectoria y su ciclo anual es función de la intensidad de la radiación solar (Polissar, *et al.*, 2005), por tanto, las fluctuaciones climáticas (precipitación y temperaturas) estarán dadas por este fenómeno y pueden repercutir en los procesos de sedimentación de las zonas tropicales.

La radiación solar es una función directa de la combinación de distintas variables, entre las que se encuentran: momento de los equinoccios y de los solsticios, excentricidad de la órbita y la inclinación del eje de rotación de la Tierra, parámetros astronómicos relacionados a los movimientos de la Tierra; estas variaciones junto con sus periodicidades generan los complejos cambios en la radiación solar captada por la Tierra en las distintas latitudes y estaciones del año. De acuerdo a Teoría de Milankovitch, debido a variaciones en las condiciones de ocurrencia de los parámetros anteriores, la radiación solar cambiará a lo largo de los años, ya que de manera ideal esta debería ser constante para cada año (con excepción cuando ocurren cambios en la excentricidad de la órbita), además cada uno de los tres ciclos puede generar efectos climáticos diferenciables en cada latitud (Uriarte, 2003). Sin embargo, en lo que respecta al intervalo de tiempo en el que se llevó a cabo la sedimentación en el área de estudio (aproximadamente 730 años) estas variaciones no son apreciables debido a la escala de tiempo en la que se producen, hasta 100 mil años (Uriarte, 2003).

Por otra parte la presencia de manchas solares propician un aumento en la radiación solar, por tanto, entre mayor número de manchas solares, mayor radiación penetra al planeta; el número de manchas solares varía en ciclos de 11 años y el producto de la acumulación máxima de las mismas es

alcanzado en ciclos de aproximadamente 87 años de duración, llamados ciclos tipo Gleissberg (Cohen, 2003), definiendo con esto períodos de cambio climático constante.

Estudios realizados por Carrillo *et al.*, 2008 en sedimentos lacustres en la Cordillera de Mérida, revelaron una importante y marcada susceptibilidad ante cambios climáticos en pares laminados, así como también variabilidad climática en ciclos de 74 a 95 años, relacionados con ciclos tipo Gleissberg; así mismo, Casalins, 2009, determina la posible relación entre los perfiles quimioestratigráficos de Sc, Zr y SiO₂ con dichos ciclos en sedimentos del paleolago los Zerpa. En la figura 46 se observan inflexiones marcadas en los perfiles del óxido de Silicio y de Zr para las muestras estudiadas.

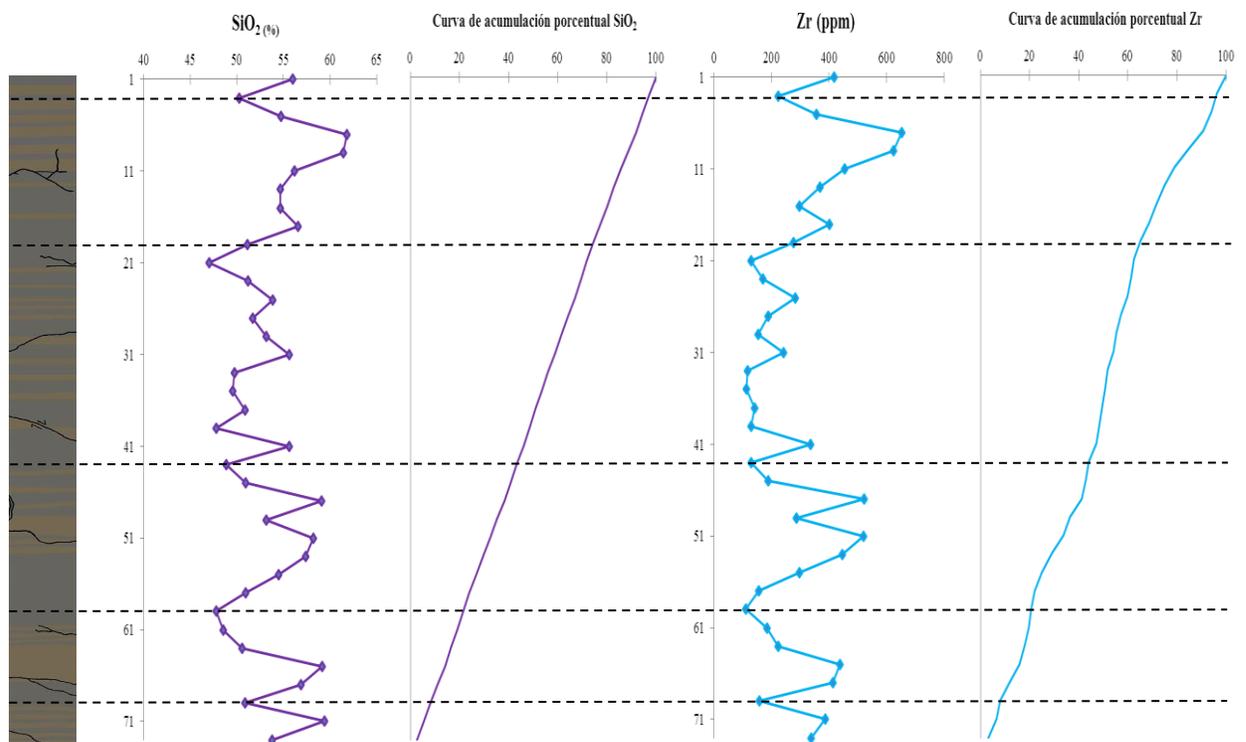


Figura 46. Perfiles quimioestratigráficos de SiO₂ y Zr

De los perfiles quimioestratigráficos mostrados para SiO₂ y Zr se puede observar las grandes variaciones en sus concentraciones a lo largo de la secuencia sedimentaria, indicando que si bien, tienen relación con la variabilidad climática una marcada recurrencia de condiciones, sobre todo el Zr manifiesta sensibilidad debido a las mayores inflexiones en su perfil.

De esta forma, tomando en cuenta que la influencia climática sobre los sedimentos en estudio es predominante, y esta además se halla descrita sobre la base de las quimiofacies halladas en forma cíclica es posible relacionar estas fluctuaciones a eventos de variabilidad en la radiación solar incidente sobre la región durante el período de sedimentación lacustre que abarca la secuencia; que para el caso del presente estudio cubriría escalas decenales y centenales. Es importante destacar que para correlacionar los datos se toma en cuenta una tasa de sedimentación de 1mm anual, de acuerdo al reflejo del promedio de depositación de sedimentos en pares laminados obtenidos por Carrillo et al., 2008. En la figura 47 se presenta un gráfico donde puede observar la ciclicidad de la intensidad en la radiación solar incidente sobre la Tierra, su relación con las variaciones de temperatura y un ejemplo del Lago de Sanabria en España, donde de dichas variables han influenciado la sedimentación lacustre cuaternaria.

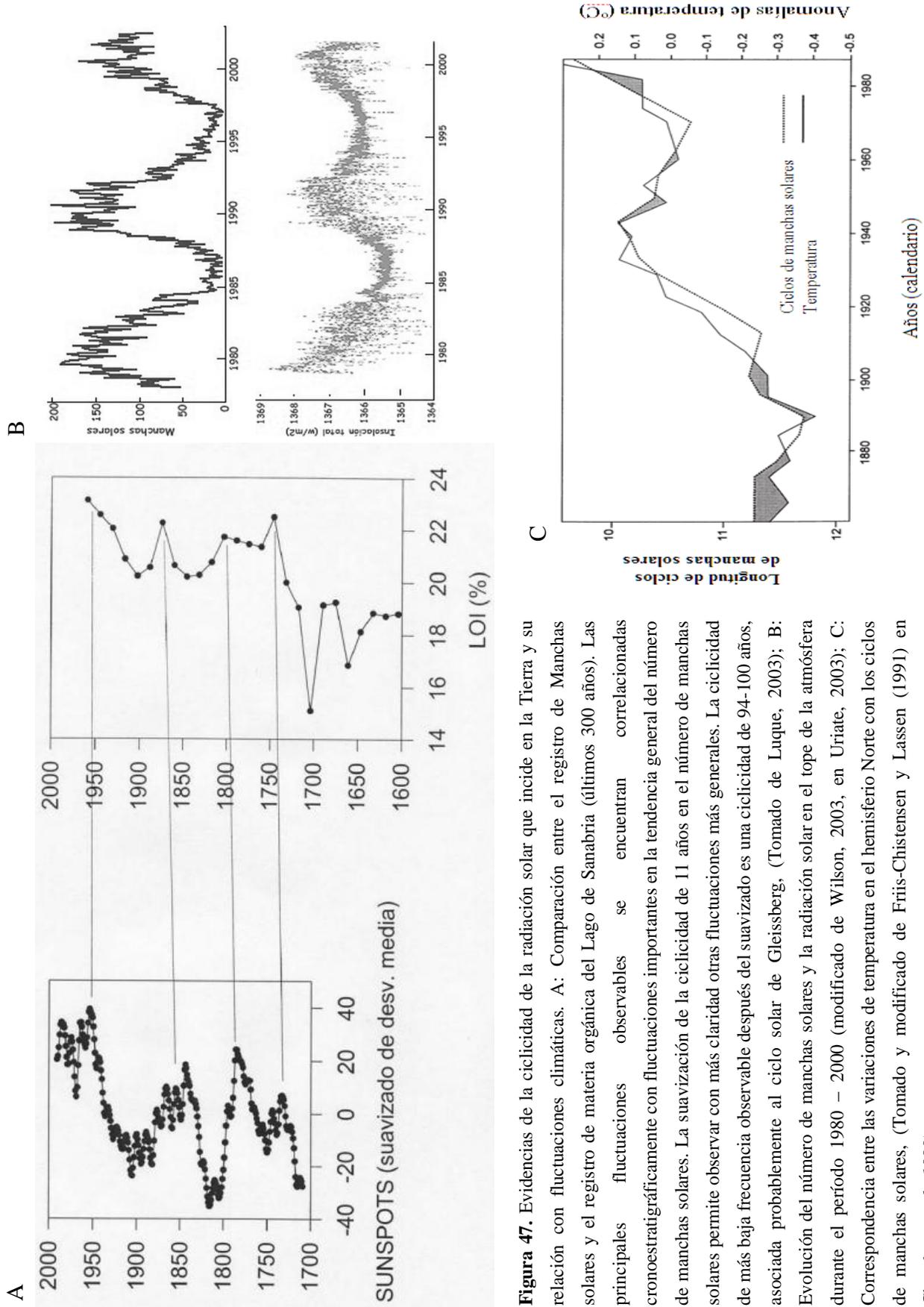


Figura 47. Evidencias de la ciclicidad de la radiación solar que incide en la Tierra y su relación con fluctuaciones climáticas. A: Comparación entre el registro de Manchas solares y el registro de materia orgánica del Lago de Sanabria (últimos 300 años). Las principales fluctuaciones observables se encuentran correlacionadas cronoestratigráficamente con fluctuaciones importantes en la tendencia general del número de manchas solares. La suavización de la ciclicidad de 11 años en el número de manchas solares permite observar con más claridad otras fluctuaciones más generales. La ciclicidad de más baja frecuencia observable después del suavizado es una ciclicidad de 94-100 años, asociada probablemente al ciclo solar de Gleissberg, (Tomado de Luque, 2003); B: Evolución del número de manchas solares y la radiación solar en el tope de la atmósfera durante el período 1980 – 2000 (modificado de Wilson, 2003, en Uriate, 2003); C: Correspondencia entre las variaciones de temperatura en el hemisferio Norte con los ciclos de manchas solares, (Tomado y modificado de Friis-Christensen y Lassen (1991) en Chambers *et al.*, 1999).

3. Interpretación de un proceso depositacional distintivo

Debido a la naturaleza puramente mecánica de los procesos de depositación de sedimentos durante eventos sísmicos, es indispensable, además de conocer el comportamiento químico de los elementos cuantificados a lo largo de la secuencia sedimentaria, correlacionar estos con las características estratigráficas de la misma para comprender más este tipo de dinámica (Nomade *et al.*, 2005).

Estudios de granulometría, difracción y topografía son utilizados frecuentemente para detectar secuencias sedimentarias afectadas por actividad sismotectónica (Shiki, *et. al.*, 2000); para el presente estudio, al sólo poseer análisis elemental y descripción estratigráfica de las secuencias se limita un poco dicho reconocimiento, sin embargo, considerando las características físicas y químicas que autores como Nakajima y Kanai, 2000 han descrito para este tipo de eventos es posible realizar un buena aproximación e interpretación de resultados.

En la descripción de la secuencia estratigráfica se observa que texturalmente presenta un predominio de sedimentos tamaño arcilla, mayormente con presencia de laminaciones paralelas y gran cantidad de fracturas sin alineación aparente, muchas de ellas probablemente generadas debido al muestreo; para determinar una región dentro de la secuencia donde los cambios granulométricos y químicos fueran marcados se hizo uso de los dendrogramas de agrupamiento restringido elaborados y que se presentan en el capítulo de los resultados; según estos, para ambas asociaciones, clásticos tamaño limo y clásticos tamaño arcilla se halla una zona donde las condiciones de sedimentación parecen haber cambiado abruptamente, en la siguiente figura se presenta la región dentro de la columna donde físicamente y químicamente se detectó dicho cambio, el cual corresponde al intervalo de la secuencia entre las alturas 1 – 9 cm para la asociación de clásticos tamaño limo y de 1 – 19 cm para la asociación de clásticos tamaño arcilla, ver figura 48. Es importante destacar que la variación en la posición relativa de esta zona dentro del dendrograma de agrupamiento restringido puede diferir para ambas asociaciones debido a que para la fracción granulométrica más pequeña los cambios pudieron haber generado una depositación más rápida de los mismos que en el caso de los sedimentos tamaño limo, probablemente por hallarse más alejados de la zona distal.

Distribución de sedimentos tamaño limo en su mayoría intercalado con capas de sedimento tamaño arcilla sin orden específico ni tendencia constante que le adjudican variaciones en las concentraciones de las especies asociadas a ambas fases, disminuyendo los clásticos tamaño arcilla hacia el tope donde aumentan los clásticos tamaño limo.

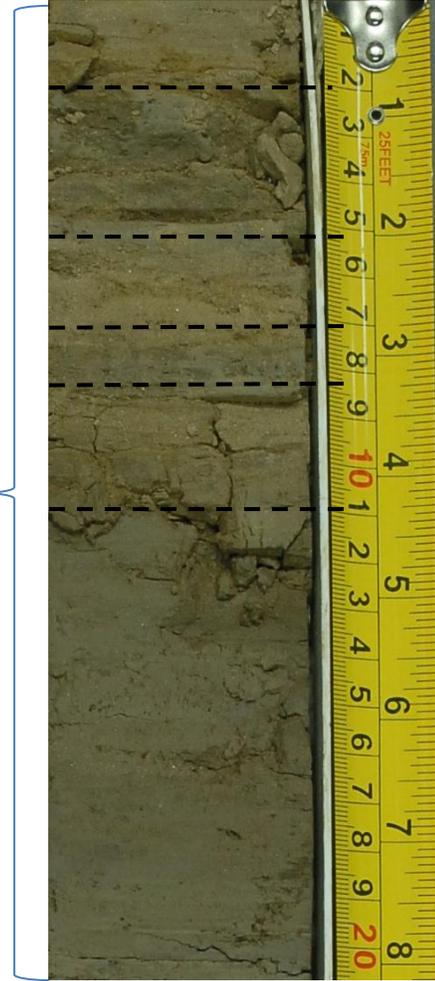


Figura 48. Sección de la secuencia sedimentaria, índice de un proceso climático más intenso. Las líneas punteadas representan los cambios visibles de granulometría y color en los sedimentos.

En la figura 49 se muestran los perfiles quimioestratigráficos en los cuales se resalta la región donde se ubica la figura anterior :

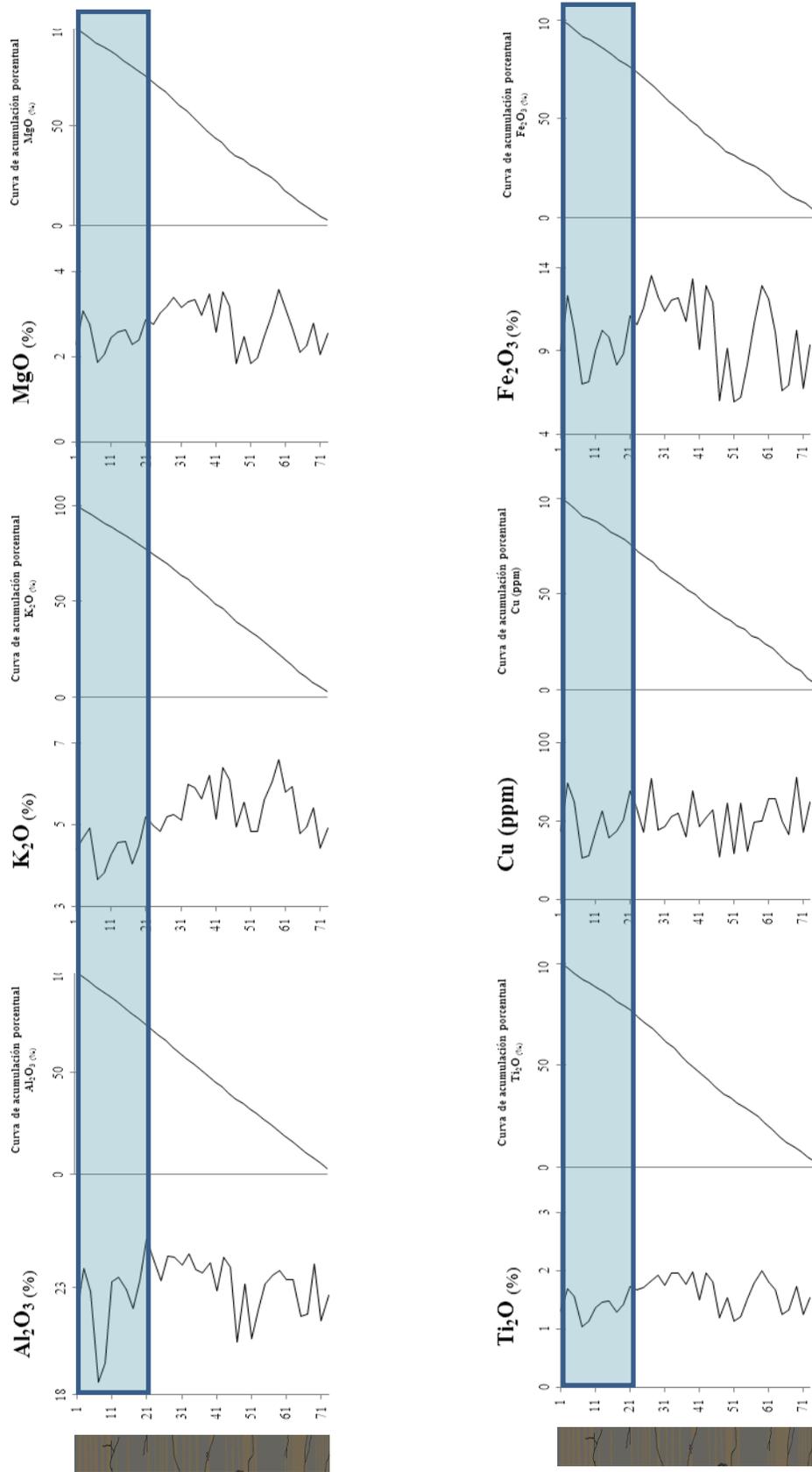
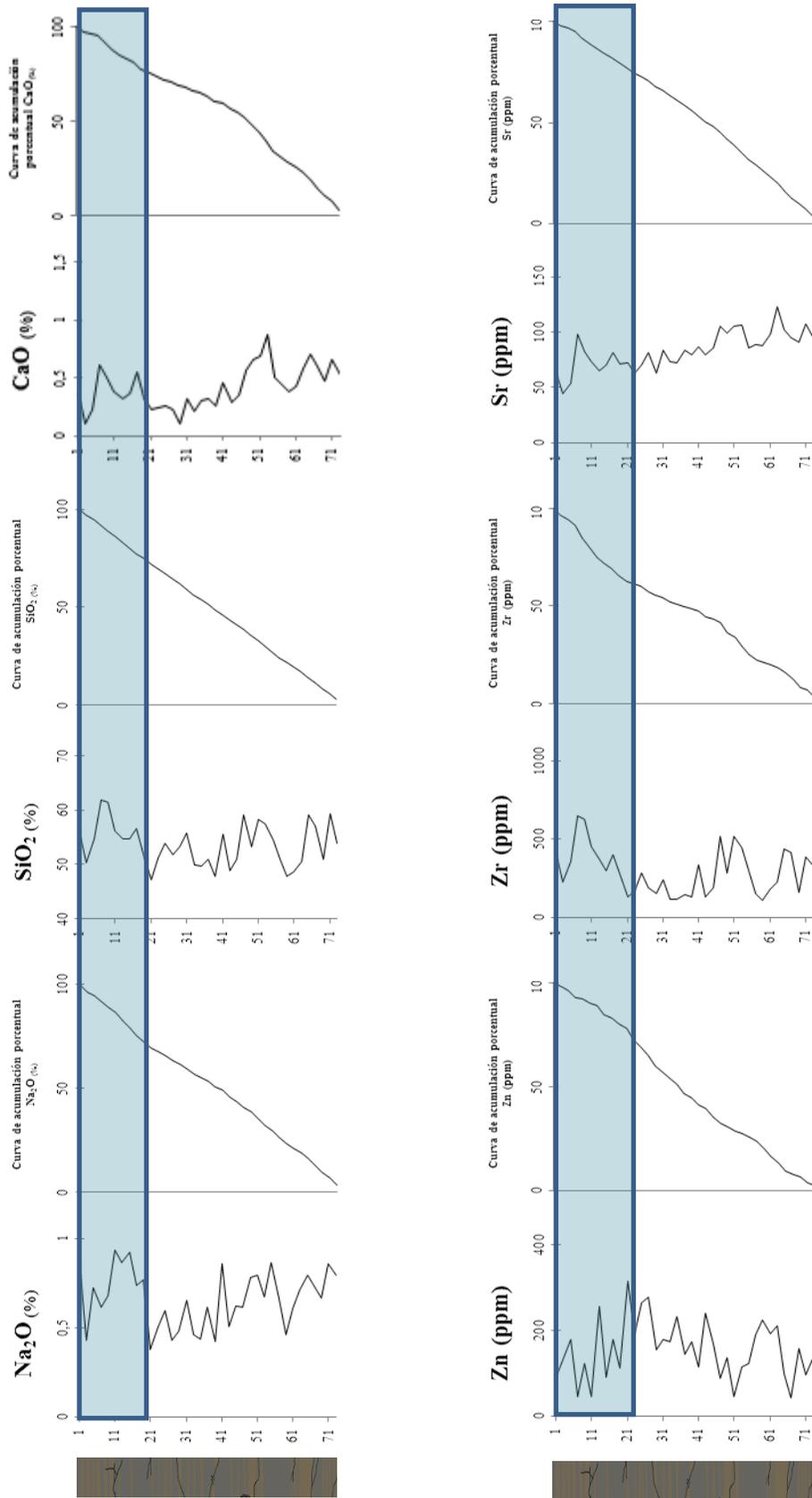


Figura 49. Perfiles quimioestratigráficos de la secuencia, donde el recuadro de color se ubica entre el tope y la altura de 21 cm, resaltando la primera sección de la misma.



... Continuación de la figura 49.

Los perfiles quimioestratigráficos, en esta región presenta una alternancia en las concentraciones elementales entre los pertenecientes a la asociación de clásticos tamaño limo y clásticos tamaño arcilla, donde sus fluctuaciones se corresponden a los cambios de granulometría observados en la secuencia a las mismas alturas estratigráficas. A pesar de dicha alternancia, la tendencia en concentraciones es el aumento en la proporción de las especies SiO₂, Zr, CaO y Sr, que resulta lógico al asociarlas a las facies de sedimentos tamaño limo que predominan en la sección de base a tope.

De acuerdo a los cambios granulométricos observados en la columna a esta altura estratigráfica y su correspondiente reflejo químico en los elementos cuantificados es posible determinar que las condiciones de sedimentación presentes para este período (ubicado entre las alturas estratigráficas 1 cm(tope) – 9 cm(base)) fueron distintas a las que prevalecieron durante la depositación del resto de la secuencia, mostrando una mayor energía asociada al sistema que produjo el transporte de partículas más grandes y en mayor cantidad que lo que se había observado a mayor profundidad en las columnas. Este depósito pudo haberse llevado a cabo de forma instantánea, por ello se establecen dos posibles orígenes a tal sección, uno debido a la influencia de un evento climático abrupto motivado a tempestad que pudo haber causado las intercalaciones observadas, tal como describe Shiki *et al.*, (2000), como iniciadoras de flujos de densidad que se acumulan en los depósitos lacustres o debido a perturbaciones sísmicas propias de la región por el movimiento del sistema de fallas de Boconó.

3.1 Origen de la depositación distintiva

Para discriminar el origen de esta sección sedimentaria, es necesario comparar las características de la misma respecto a las que los depósitos climáticos y sísmicos presentan.

Los sedimentos sujetos a erosión y transporte, al estar sometidos a un choque sísmico se desestabilizan y generan corrientes de turbidez, así mismo ocurre cuando masas de sedimento son desplazadas desde las pendientes de los deltas lacustres y cuando ocurre un aumento en las precipitaciones (Nakajima y Kanai, 2000).

Estudios realizados por Nakajima y Kanai, (2000), Shiki *et al.*, (2000), Carrillo *et al.*, (2006), Bertrand *et al.*, (2008), revelaron características propias de los depósitos generados por sismos y por eventos climáticos, que en lo sucesivo serán llamados sismoturbiditas y turbiditas, respectivamente.

Según estos autores, las turbiditas se caracterizan por presentar un arreglo de facies producto de la disminución de la energía de las corrientes que finalmente generan depósitos por tracción seguido de capas con gradación normal, a diferencia de las sismoturbiditas, donde las capas pueden estar amalgamadas o cortadas, con laminación paralela, cruzada o sin laminación, la gradación puede ser normal o inversa y pueden haber fluctuaciones en el tamaño de grano. Sedimentológicamente, las capas en la sección de estudio presentan intercalaciones de distinto tamaño de grano, con laminación paralela, además en esta no se observa la distinción entre facies transicionales ni de la homogenita, que si se encuentran bien marcadas y estudiadas en los trabajos de Carrillo *et al.*, (2006) y Bertrand *et al.*, (2008).

Por otra parte, desde el punto de vista químico, las asociaciones elementales halladas para la secuencia, que en lo estricto están emparentadas con la fuente de sedimentos no varían dentro de esta sección, indicando que efectivamente los sedimentos pertenecen a la misma fuente, de tope a base de la secuencia; este aspecto es importante destacarlo, debido a que se han caracterizado sismoturbiditas, donde se toma como rasgo discriminante la mezcla de varias fuentes.

Las especies químicas que revelan el comportamiento de los sedimentos durante su depositación, de acuerdo a la figura 49, están indicando las variaciones en las capas de sedimentos ubicadas dentro de la misma sección; los valores de SiO₂, contrastantes con los de Al₂O₃ están mostrando el carácter cambiante de los flujos durante la sedimentación. Así como estas especies, el resto de los atributos están revelando que las capas no presentan una gradación normal ni inversa sino una pura intercalación de sedimentos de distinta granulometría.

De acuerdo a los argumentos establecidos, se propone la aparición de un período climático más intenso que propició las fluctuaciones en el nivel de agua del lago que a su vez generaron depositaciones de las capas de limo en intercalaciones con sedimentos tamaño arcilla hacia la parte superior de la secuencia, lo que puede estar indicando una transición a condiciones de agua más superficiales, es decir, el relleno de la cuenca. Estas condiciones más superficiales explican el aumento de tamaño de grano presente, ya que los mecanismos de depositación serían más energéticos (Cohen, 2003). De acuerdo a los dendrogramas de agrupamiento restringido (clásticos tamaño limo y clásticos tamaño arcilla, respectivamente), se pudo reconocer la altura estratigráfica donde este evento tuvo lugar, ubicado desde los 19 cm hasta el tope de la secuencia. En la figura 50 se observa un esquema del evento que se propone desencadenador del arreglo de facies presente en este intervalo estratigráfico.

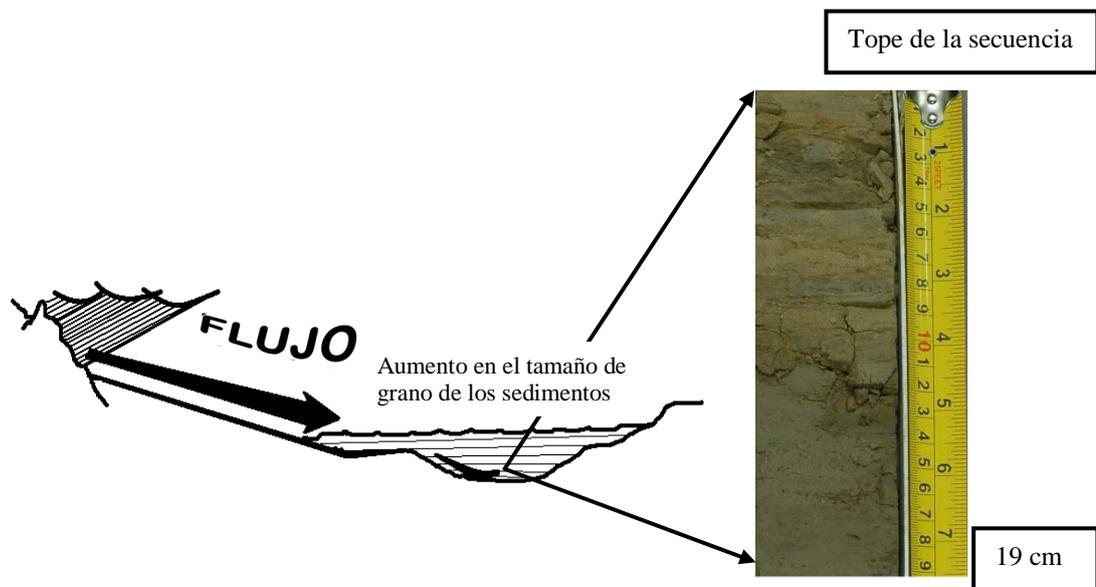


Figura 50. Esquema de la ocurrencia del depósito sedimentario que se observa desde el tope de la secuencia hasta la altura de 19 cm. Tomado y modificado de Vera, 1994.

Las fluctuaciones climáticas, que han generado el control sobre los sedimentos de la secuencia sedimentaria en estudio, también han podido haber repercutido sobre los últimos centímetros de depositación, dado que, de acuerdo a los perfiles quimioestratigráficos, las intercalaciones de distinto tamaño de grano, cada una asociada a diferentes energías del medio y condiciones climáticas ocurren a nivel decenal, tal como los registros observados en el resto de la secuencia.

VI. Conclusiones

1. Las variaciones en las concentraciones de los elementos cuantificados se corresponden con los distintos tamaños de grano de los sedimentos a los cuales se hallan asociadas; los elementos Si, Ca, Na, Sr, La y Zr se hallan concentrados en las facies limosas y los elementos Al, Fe, Ti, K, Ba, Cu, Cr, V y Zn a las facies tamaño arcilla.
2. La termogravimetría permite relacionar especies químicas con fases minerales, por tanto que en la secuencia estudiada, el Vanadio se corresponde con la pérdida de volátiles a 550°C, relacionado con la materia orgánica presente en los sedimentos, el Fe y el Al, con los respectivos oxi-hidróxidos y arcillas a esa misma temperatura; por último, se asocia el Mg a la pérdida de volátiles a 750°C, que aunque está relacionado con posibles fases carbonáticas dentro de la secuencia, las mismas no fueron identificadas en la descripción de las muestras ni en el análisis estadístico de los resultados.
3. Se obtuvieron cuatro quimiofacies distintivas, relacionadas a la distribución del tamaño de grano en los sedimentos que dieron información acerca de los procesos más importantes que afectaron la sedimentación, por lo que se separaron dos. El primero, que abarca desde la base de la secuencia hasta la altura 19 cm y otro proceso distinto desde la altura 19 cm hasta el tope.
4. De la base hasta la altura de 19 cm, la secuencia sedimentaria presenta períodos de ciclicidad en fluctuaciones climáticas de corta duración, evidenciado a partir de la relación interelemental K/Al y corroborado mediante el índice de meteorización química, donde prevalece la meteorización de tipo mecánica aunque aumenta en intensidad hacia el tope de la secuencia, por lo que el clima varía, en general de frío y seco a cálido y húmedo, representativo de meteorización más de tipo química.
5. La variabilidad climática observada en los dendrogramas es atribuida a fluctuaciones en la intensidad de radiación solar que es percibida por la Tierra durante el proceso de sedimentación lacustre. Estas variaciones climáticas imperantes son atribuidas a eventos cíclicos a escala decenal y centenal.
6. Desde la altura 21 cm hasta el tope de la secuencia, las quimiofacies, tamaño de grano, cambios en la textura y color de los sedimentos revelaron la ocurrencia de un fenómeno que generó un aumento en la energía del sistema, capaz de aumentar el tamaño de grano y la

disposición de los mismos en el tope de la secuencia. Dicho evento se atribuye a un período climático de mayor intensidad y en función de las intercalaciones observadas en los sedimentos se propuso que este proceso generó las fluctuaciones en el nivel del agua.

7. De acuerdo a análisis sedimentológico, químico y estadístico, se determinó que la secuencia en estudio no presenta huellas geoquímicas que relacionen su historia depositacional con la presencia de paleosismicidad.

VII. Recomendaciones

1. Hacer un estudio de granulometría para determinar con mayor precisión los cambios de energía que ha sufrido el medio durante los procesos de sedimentación y además constatar los contactos y gradaciones en cuanto al tamaño de grano de los sedimentos.
2. Llevar a cabo Difracción de Rayos-X sobre los sedimentos lacustres para correlacionar las concentraciones elementales y sus variaciones con el contenido mineralógico de los sedimentos.
3. Hacer dataciones radiométricas que permitan establecer las edades y duraciones de los procesos que se llevaron a cabo en la cuenca.

VIII. Referencias bibliográficas

- Aristazábal, E., Roser, B., Yokota, S., 2009. *Patrones e índices de meteorización química de los depósitos de vertiente y rocas fuentes en el Valle de Aburrá*. Boletín de Ciencias de La Tierra 25, 27-42.
- Audemard, F. A., 2005. *Paleoseismology in Venezuela: Objectives, methods, applications, limitations and perspectives*. Tectonophysics 408, 29-61.
- Audemard, F. A., Ollarves, R., Bechtold, M., Díaz, G., Beck, C., Carrillo, E., Pantosi, D., Diederix, H., 2008. *Trench investigation on the main strand of the Boconó fault in its central section, at Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela*. Tectonophysics 459, 38-53.
- Audemard, F., Pantosti, D., Machette, M., Costa, C., Okumura, K., Cowan, H., Diederix, H., Ferrer, C., 1999. *Trench investigation along the Mérida section of the Boconó fault (central Venezuela Andes)*. Tectonophysics 308, 1-21.
- Audemard, F.E., Audemard, F.A., 2002. *Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction*. Tectonophysics 345, 299-327.
- Ávila, Y., Fragieli, S., Gutiérrez, J., Martínez, M., 2007. *Estudio quimioestratigráfico de la Formación Socorro, Cuenca Central de Falcón, Venezuela*. Memorias del IX Congreso Geológico Venezolano.
- Awaja, F., Bhargava, S., 2005. *Prediction of clay content in oil shale using DRIFTS and TGA data facilitated by multivariate calibration*. Fuel 85, 1396-1402.
- Barros de Oliveira, S., Marques, S., Ruiz, L., Teixeira, D., 2009. *Lacustrine sediments provide geochemical evidence of environmental change during the last millenium in southeastern Brazil*. Chemie der Erde 69, 395-405.
- Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., De Batist, M., 2008. *Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 259, 301-322.
- Bezada, M., 1989. *Geología glacial del Cuaternario de la región de Santo Domingo-Pueblo Llano-Las Mesitas (estado Mérida y Trujillo)*. Tesis Doctoral, Centro de Estudios Avanzados, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas I.V.I.C., 302 pp.

- Björck, S., Olsson, S., Ellis-Evans, C., Håkansson, H., Humlum, O., De Lirio, J., 1996. *Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121, 195-220.
- Boggs, S., 1995. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. University of Oregon. Second Edition. Prentice Hall Editors. 420 p.
- Brownlow, A., 1996. *Geochemistry*. Prentice Hall, 580 pp.
- Cacho, I., 1999. *Mecanismos conductores del cambio climático. Registros paleoclimáticos e interferencia de la actividad antrópica*. G.R.C. Geociències Marines, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Fac. Geología (Universidad de Barcelona).
- Calanchi, N., Dinelli, E., Lucchini, F., Mordenti, A., 1996. *Chemostratigraphy of late Quaternary sediments from Lake Albano and central Adriatic Sea cores (PALICLAS Project)*. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol* 55, 247-263.
- Carrillo, E., Audemard, F., Beck, C., Cousin, M., 2006. *Sedimentary disturbances in late quaternary fluvio-lacustrine deposits of The Los Zerpa Moraine induced by the Boconó fault, Mérida Andes, Venezuela*. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 177, 3-17.
- Carrillo, E., Audemard, F., C., Beck, 2008. *Evidencias de la actividad paleosísmica de la falla de Boconó en la región de Pueblo Llano, Andes de Mérida. Una Propuesta de análisis*. Jornadas de Investigación y Extensión de la Facultad de Ciencias. Universidad Central Venezuela.
- Carrillo, E., Beck, C., Audemard, F., Moreno, E., Ollarves, R., 2008. *Disentangling Late Quaternary climatic and seismo-tectonic controls on Lake Mucubají sedimentation (Mérida Andes, Venezuela)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 284-300.
- Casalins, A., 2009. *Estudio geoquímico de la señal paleoclimática Holocena en sedimentos lacustres del paleolago Los Zerpa, estado Mérida*. Trabajo Especial de Grado, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, 133 pp.
- Chambers, F., Ogle, M., Blackford, J., 1999. *Palaeoenvironmental evidence for solar forcing of Holocene climate: linkages to solar science*. *Progress in Physical Geography* 23, 2, 181-204.
- Chapron, E., 2005. *Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France)*. *Terra Nova* 17, 350-357.
- Cohen, A., 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*: Oxford University Press, Nueva York, 500 p.

- Crusius, J., Thomson, J. *Comparative behavior of authigenic Re, U, and Mo during reoxidation and subsequent long-term burial in marine sediments*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, 13, 2233-2242.
- Estevez, R., Schubert, C., 1993. *Sismotectónica y prevención sísmica en Los Andes venezolanos*. Memorias del VIII Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismorresistente y Primeras Jornadas Andinas de Ingeniería Estructural, 55-65.
- Fagel, N., Boës, X., 2008. *Clay-mineral record in Lake Baikal sediments: The Holocene and Late Glacial transition*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 230–243
- Gaviría, J., Quattrini, D., Fouga, G., Bohé, A., Pasquevich, D., 2003. *Estudio cinético de la descomposición del carbonato de calcio por cromatografía gaseosa*. Jornadas SAM/CONAMET/Simposio Materia 2003, Bariloche, Argentina. 4p.
- Gibbs, H., O'Garro, L., Newton, A., 2001. *Thermogravimetry: a means of estimating the relative fertility of the mineral soils of Barbados*. *Thermochemical Acta* 374, 137-143.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J., Picard, X., 1980. *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. (Tomo I y II). Foninves. Caracas, Venezuela, 1021 pp.
- González, G., 2009. *Análisis geoquímico de sismoturbiditas holocenas en sedimentos lacustres del paleolago Los Zerpa*. Trabajo Especial de Grado, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, 165 pp.
- Graf, K., 1996. *Algunos apuntes sobre el paleoclima en los Andes venezolanos hace 13.000 años*. *Plantula* 1 (1), 95-106.
- Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., y Garrity C., 2006. *Mapa Geológico de Venezuela a Escala 1:750,000*.
- Hair, J., 1999. *Análisis Multivariante*. Prentice Hall Iberia, Madrid, 832 pp.
- Isla, F., Espinosa, M., 2008. *Ciclicidad de los depósitos glacialacustres del Cerro Rigal, Epuayén, Noroeste de Chubut*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 1.
- Jacob, J., Disnar, J., Boussafir, M., Sifeddine A., Turcq, B., Spadano, A., 2004. *Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205, 183-197.

- Jarvis, I., Moreton, J., Gérard, M., 1998. *Chemostratigraphy of Madeira abyssal plain Miocene-Pleistocene turbidities, site 950¹*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 157, 535-558.
- Leeman, A., Niessen, F., 1993. *Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments*. 256-268
- Liberatore, P., 1993. *Determination of major in geological samples by ICP-AES*. Varian ICP AT Work 12.
- Liberatore, P., 1994. *Determination of trace elements in geological samples by ICP-AES*. Varian ICP AT Work 14.
- López, F., Ramírez, M., López-Delgado, A., Alguacil, F., Alonso, M., Pons, J., 2006. *Estudio cinético de la descomposición térmica de escombros lateríticos*. X Congreso Iberoamericano de Metalurgia y Materiales, La Habana, Cuba.
- Lucchini, F., Dinelli, E., Calanchi, N., 2003. *Chemostratigraphy of Lago Albano sediments (Central Italy): geochemical evidence of palaeoenvironmental changes in late Quaternary*. Journal of Paleolimnology 29, 109-122.
- Luque, J., 2003. *El Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años*. Tesis Doctoral, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 366 pp.
- Mahaney, W., Milner, M., Voros, J., Kalm, V., Hütt, G., Bezada, M., Hancock, R., Aufreiter, S., 2000. *Stratotype for the Mérida Glaciation at Pueblo Llano in the Northern Venezuelan Andes*. Journal of South American Earth Sciences 13, 761-774.
- Martínez, M., 2007. *Introducción a la quimioestratigrafía y a la geoquímica de yacimientos*. Cap. I, II, y III. [Guías de estudio]. Caracas. Instituto de Ciencias de la Tierra, 32 pp.
- Mason, B., 1966. *Principles of Geochemistry*. New York, Wiley, 310 pp
- Mason, B., Moore, C., 1982. *Principles of Geochemistry*. 4th Edition, Jhon Willey & Sons. 350 pp.
- Méndez, J., 1997. *Características sedimentarias del Cuaternario en Venezuela. Unidades sedimentarias y su relación con las glaciaciones e interglaciaciones*. Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano., Soc. Venezolana de Géol. 11, 101-106.

- Méndez, J., 2006. *Petrología*. PDVSA (Intevep). 353 pp.
- Nakajima, T., Kanai, Y., 2000. *Sedimentary features of seismoturbidities triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea*. *Sedimentary Geology* 135, 1-19.
- Nesbitt, H. y Wilson, R., 1992. *Recent chemical weathering of basalts*. *American Journal of Science* 292, 740-777.
- Pearce, T., Besly, B., Wray, D., Wrigth, D., 1999. *Chemostratigraphy: a method to improve interwell correlation in barren sequences – a case study using onshore Duckmantian/Stephanian sequences (West Midlands, U.K.)*. *Sedimentary Geology* 124, 197-220.
- Pérez, O., Mendoza, J., 1998. *Sismicidad y tectónica en Venezuela y áreas vecinas*. Caracas (Venezuela), Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar, Sartenejas. *Física de la Tierra* 10, 87-110.
- Rocabado, V., Sanchez, J., Schmitz, M., 2005. *Caracterización de suelos de Barquisimeto - estado Lara, Venezuela, aplicando métodos geofísicos y geotécnicos*. IMME 43-2, 35-48.
- Rodríguez, M., 1998. *Paleosismicidad y Sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete*. Tesis Doctoral, Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 352 pp.
- Rojas, V., 2009. *Estudio geoquímico y granulométrico de los sedimentos de la Laguna Paso Real, Serranía de Santo Domingo, Estado Mérida*. Trabajo Especial de Grado, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, 119 pp.
- Romesburg, H., 1984. *Cluster analysis for researchers*. Belmont, California, Lifetime Learning Publications, 334 pp.
- Roy, P., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Israde, I., Morton, O., 2010. *Geochemical record of Late Quaternary paleoclimate from lacustrine sediments of paleo-lake San Felipe, western Sonora Desert, Mexico*. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 586-596.
- Rull, V., 1996. *Late Pleistocene and Holocene climates of Venezuela*. *Quaternary International* 31, 85-94.
- Rull, V., 1999. *Palaeoclimatology and sea-level history in Venezuela. New data, land-sea correlations, and proposals for future studies in the framework of the GBP-PAGES project*. *Interciencia* 24, 92-101.

- Rull, V., 2005. *A Middle Wisconsin interstadial in the northern Andes*. Journal of South American Earth Sciences 19, 173-179.
- Salgado-Laboriau, M., 1991. *Palynology of the Venezuelan Andes*. Grana 30, 342-349.
- Salgado-Laboriau, M., Schubert, C., Valastro, S., 1977. *Palaeoecologic analysis of Late-Quaternary terrace from Mucubají, Venezuelan Andes*. Journal of Biogeography 4, 313-325.
- Schubert, C., 1970. *Geología glacial del alto río Santo Domingo, Andes venezolanos*. Boletín de Información de la Asociación Venezolana de Geología Minas y Petróleo 13, 232-261.
- Schubert, C., 1982. *Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela*. Tectonophysics 85, 205-220.
- Schubert, C., Vivas, L., 1983. *El Cuaternario de la Cordillera de Mérida: Andes Venezolanos*. Universidad de Los Andes/ Fundación Polar, 344 pp.
- Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, H., Fukuyama, K., 2000. *Sedimentary features of the seismo-turbidities, Lake Biwa, Japan*. Sedimentary Geology 135, 37-50.
- Sims, J., 1975. *Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in Young lacustrine sediments*. Tectonophysics 29, 141-152.
- Skoog, D., Holler, F., Nieman, T., 2000. *Principios de Análisis Instrumental*. 5^{ta} Edición. Madrid. Mc Graw Hill, 1027 pp.
- Stansell, N., Abott, M., Polissar, P., Wolfe, A., Rull, V., 2005. *Late Quaternary deglacial history of the Mérida Andes, Venezuela*. Journal of Quaternary Science 20, 801-812.
- Uriarte, A., 2003. *Historia del clima de la Tierra*. 4^{ta} Edición. Servicio Central de publicaciones del Gobierno Vasco, 306 pp.
- Vera, J., 1994. *Estratigrafía Principios y Métodos*. Editorial Rueda. 806 pp.
- Walker, J., Geissman, J., 2009, *Geologic Time Scale*: Geological Society of America
- [Disponible en línea]: <http://www.geosociety.org/science/timescale/timescl.pdf>
- Weingarten, B., Yuretich, R., Bradley, R., Salgado-Laboriau, M., 1990. *Characteristics of sediments in an altitudinal sequence of lakes in the Venezuelan Andes: Climatic implications*. Journal of South American Earth Sciences 3, 113-124.

- Weingarten, B., Yuretich, R., Bradley, R., Salgado-Laboriau, M., 1990. *Environmentally controlled variations in clay mineral assemblages from lake sediments in the Venezuelan Andes*. Sci. Géol. Mém. 88, 53-61.
- Wetzel, R., 1981. *Limnología*. Barcelona, España. Ediciones Omega, S.A.
- Wilson, R., Mordvinov, A., 2003. *Secular total irradiance trend during solar cycles 21-23*, Geophysical Research Letters 30, 3-13-4.
- Yarincik, K. y Murray, R. 2000. *Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al*. Palaeoceanography 15 (2), 210-228.
- Yuretich, R., Melles, M., Sarata, B., Grobe, H., 1999. *Clay minerals in the sediments of Lake Baikal: A useful climate proxy*. Journal of Sedimentary Research 69, 588/596.
- Zhao, Y., Yu, Z., Chen, F., Li, J., 2008. *Holocene vegetation and climate change from a lake sediment record in the Tengger Sandy Desert, northwest China*. Journal of Arid Environments 72, 2054-2064.

IX. APÉNDICES

A. Tratamientos químicos de las muestras

A.1 Metodología de Termogravimetría

Procedimiento:

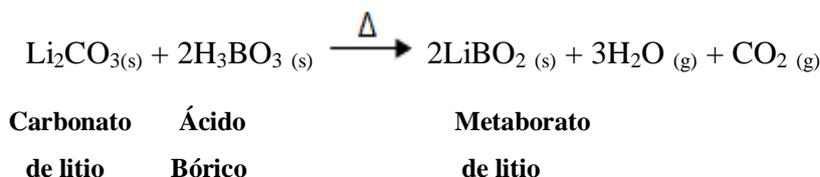
1. Luego de pesar aproximadamente 0.5000 ± 0.0001 g de muestra, esta se llevó dentro de un crisol de porcelana a una temperatura de 105°C por dos horas; en este paso se determinó gravimétricamente el porcentaje de humedad de cada muestra.
2. Posteriormente se sometió la misma muestra, habiendo calculado ya el porcentaje de humedad y considerando su nueva masa a una temperatura de 550°C ; por dos horas, después se llevó a peso constante y se pesó nuevamente. En este paso, se debe dejar enfriar en un desecador para que no ingrese humedad nuevamente y al alcanzar peso constante determinar gravimétricamente, por diferencia en masa entre la muestra inicial y la calcinada.
3. Por último, las muestras fueron llevadas a la mufla, a una temperatura de 750°C por dos horas, al terminar se dejaron enfriar para ingresarlas al desecador y se determinó su masa final llevadas a peso constante.

A.2 Metodología de disolución de muestras basada en la técnica de fusión alcalina de Liberatore (1993 y 1994)

El método de fusión alcalina a emplear es fundamentado en lo establecido por Liberatore (1993 y 1994) y usado por González, (2009), el cual utiliza tetraborato de litio y metaborato de litio como fundentes. El metaborato de litio tiene una característica particular, este se descompone en el tiempo, por lo que a continuación se muestra el procedimiento seguido para preparación del mismo.

A.3 Procedimiento para la preparación del metaborato de litio (LiBO_2):

Los cálculos realizados en cuanto a la cantidad de reactantes a utilizar en proporción al fundente que se necesitaría se hicieron con la reacción que se presenta a continuación:



El procedimiento para su preparación fue el siguiente:

1. Se pesaron 38.2665 ± 0.0001 g de carbonato de litio y 64.0379 ± 0.0001 g de ácido bórico, se mezclaron los reactivos y se pulverizaron para hacerlos pasar por un tamiz correspondiente a 120 mallas.
2. Al tener los reactivos tamizados, homogeneizados y almacenados en un envase plástico se llevaron a una mufla, dentro de una cápsula de porcelana a 400°C por 4 horas.
3. El producto se dejó enfriar, se pulverizó nuevamente y se tamizó.
4. Finamente se almacenó en un envase de plástico limpio y seco, procurando mantenerlo alejado de condiciones húmedas.

A.4 Procedimiento para la fusión alcalina de las muestras:

1. Se pesaron aproximadamente 0.6250 ± 0.0001 g de la mezcla de fundentes junto a 0.1250 ± 0.0001 g de la muestra dentro de un crisol de grafito.
2. Se llevó cda muestra en su crisol a 1000°C en una mufla durante 45 minutos.
3. Pasado el tiempo especificado se retiraron los crisoles de la mufla verificando la homogeneidad de su contenido.
4. Las perlas, al enfriarse, se sometieron a disolución con ácido nítrico (HNO_3) 1.6M en una cantidad aproximada de 30 ml del mismo; para esto se debe empleó un beacker de 50 mL.
5. Durante el proceso de disolución, la solución debió permanecer a una temperatura de entre 46 a 60°C ; esto se realiza para disminuir el riesgo de polimerización de la sílice, además, la solución debe estar bajo agitación constante, por lo que se utiliza un agitador magnético.
6. Luego de la disolución total de la perla, la solución fue trasvasada a un balón aforado de 100 ml, aforando cuantitativamente con ácido nítrico.
7. Por último, la solución se almacenó en un envase de plástico debidamente rotulado para su posterior análisis químico.

Apéndice B. Condiciones de operación del equipo de espectrometría de emisión óptica inductivamente acoplado a plasma (HOBIN YVON modelo Ultima 2)

Tabla 9. Condiciones de operación del equipo

Gas de plasma	12 L/min
Gas de vaina	0.2 L/min
Flujo del gas nebulizador	0.80 L/min
Velocidad de la bomba	20 rev/min
Potencia	1.2 watts
Nebulizador	Concéntrico con cámara ciclónica

Condiciones de operación del equipo de espectrometría de absorción atómica – emisión de llama (PERKIN ELMER modelo 706)

Gas	Aire - acetileno
-----	------------------

Apéndice C. Comparación de valores teóricos y experimentales del patrón certificado GEOSTANDAR DRN

Tabla 10. Valores teóricos y experimentales del material de referencia certificado y factor de corrección aplicado a las muestras.

GEOSTANDAR DRN (Diorite DR-N 1968, A.N.R.T, Geostandars, France)			
Elementos mayoritarios			
Oxidos	% teórico	% experimental ± desviación estándar	FACTOR DE CORRECCIÓN
SiO ₂	52,85	53,12 ± 1.86	0,9
Al ₂ O ₃	17,52	16,69 ± 0.39	1,05
MnO	0,22	0,14 ± 0.01	1,5
MgO	4,4	4,82 ± 0.34	0,9
CaO	7,05	6,22 ± 0.21	1,1
Na ₂ O	2,99	2,91 ± 0.02	1,02
K ₂ O	1,7	1,58 ± 0.05	1,07
TiO ₂	1,09	1,04 ± 0.04	1,05
P ₂ O ₅	0,25	0,16 ± 0.01	1,6
Fe ₂ O ₃ T	9,7	10,58 ± 1	0,9

Elementos traza			
Elementos	µg/g Teórico	µg/g Experimental ± desviación estándar	FACTOR DE CORRECCIÓN
Ba	385	381 ± 15	1,01
Cr	40	34 ± 7	1,2
Cu	50	64 ± 4	0,8
La	21,5	21 ± 2	0,9
Sr	400	417 ± 17	0,9
V	220	210 ± 10	1,05
Zn	145	122 ± 25	1,2
Zr	125	150 ± 10	0,8

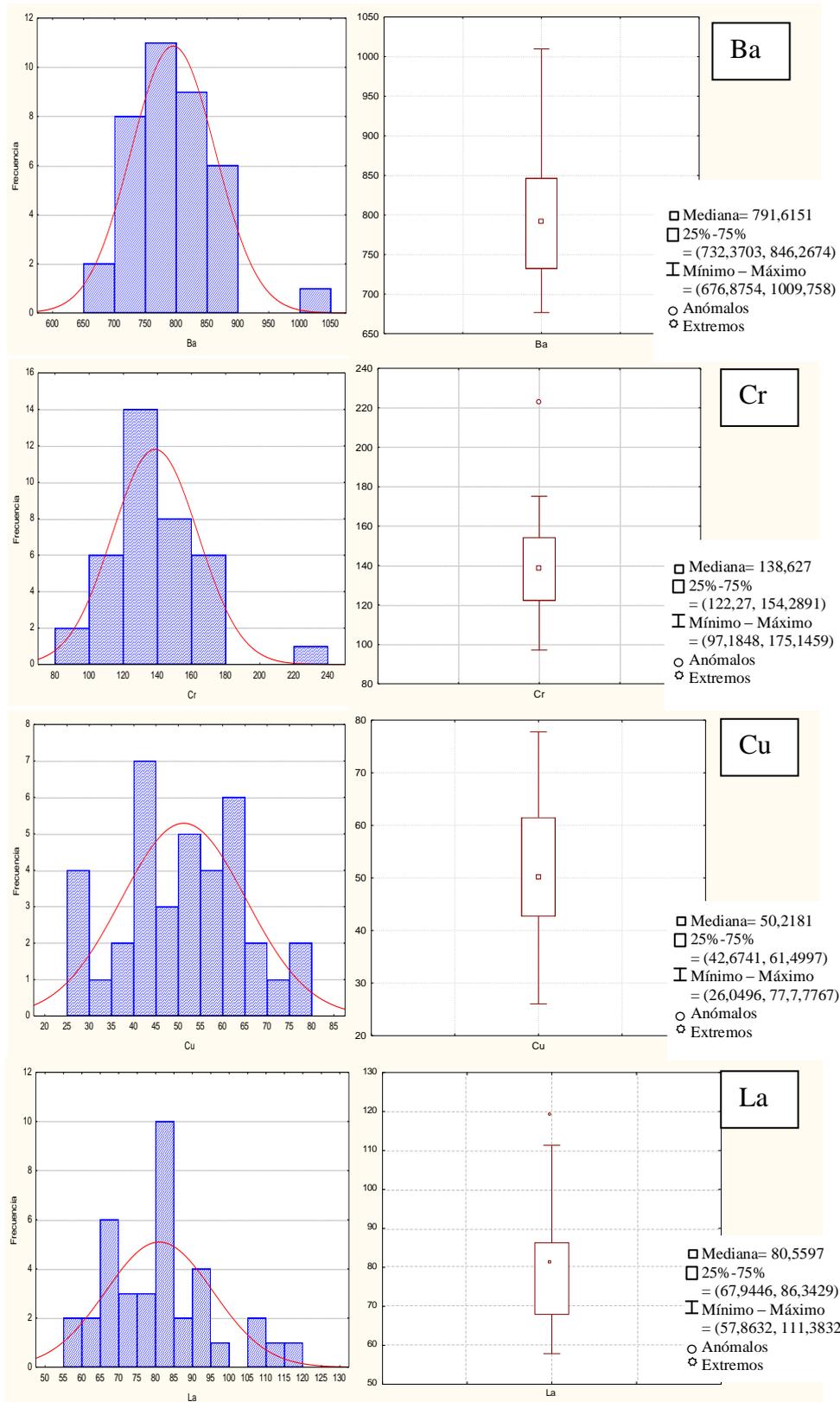
Apéndice D. Longitudes de onda utilizadas y límite de cuantificación para cada elemento

Tabla 11. Longitudes de onda y límites de cuantificación de los elementos cuantificados

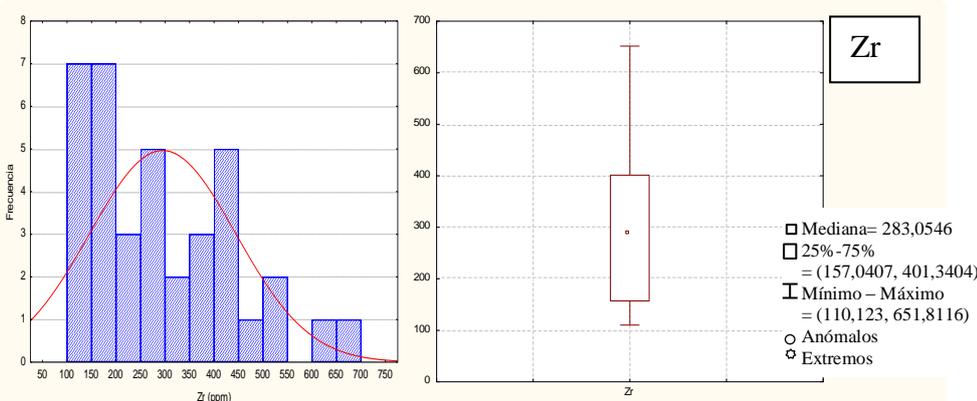
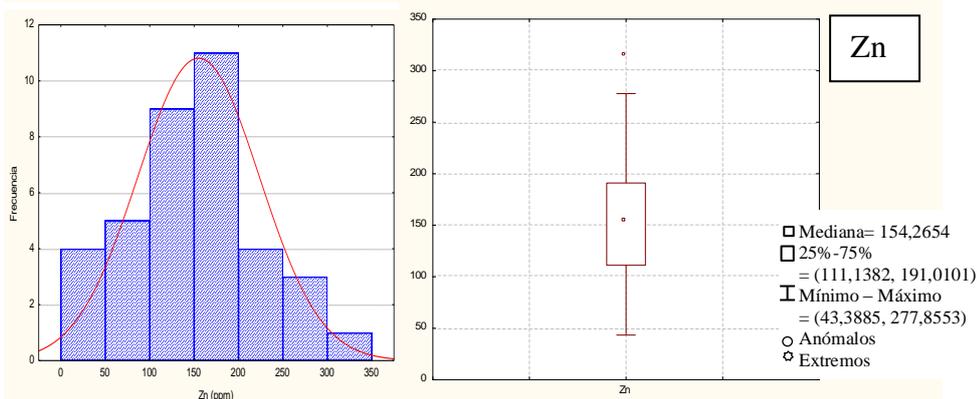
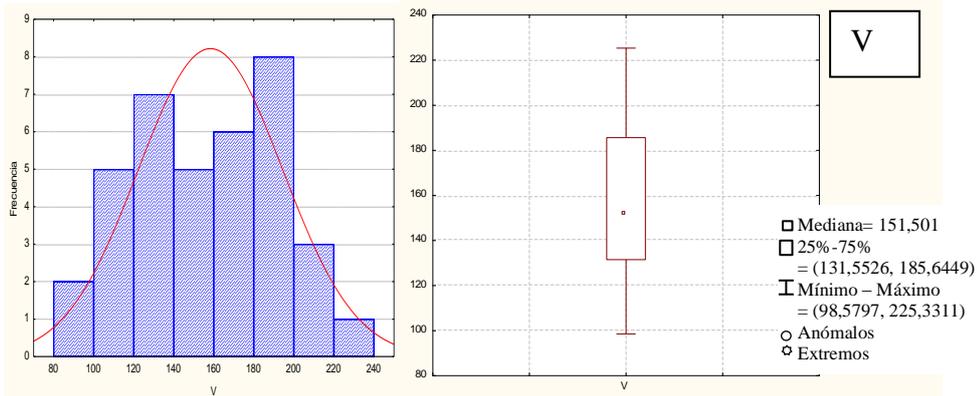
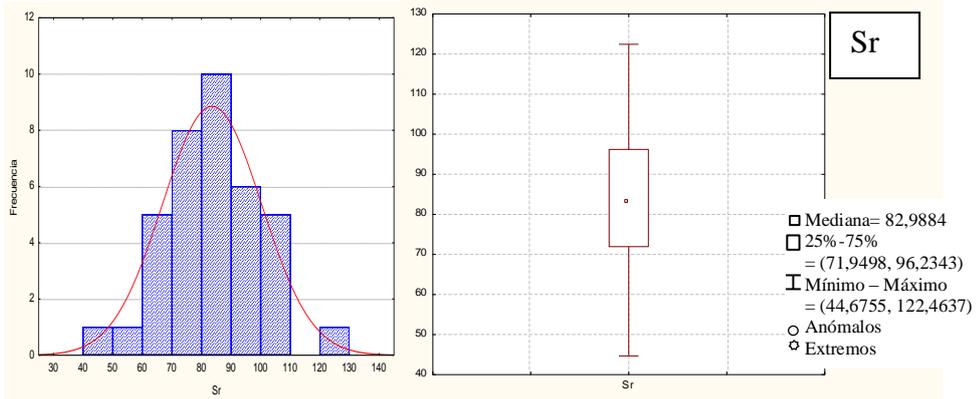
Elemento	Longitud de onda	Límite de cuantificación
Al	308,215	4
Al	396,152	4
Ba	455,403	0,1
Cr	267,716	0,02
Cu	324,754	0,007
Fe	259,94	16
Na	295	1.1
K	383	0.8
La	408,671	0,02
Mn	259,373	0,2
Pb	220,353	0,1
Sr	407,771	0,01
Ti	337,28	0,2
V	309,311	0,02
Zn	213,856	0,1
Zn	206,2	0,1
Zr	339,198	0,01
Co	228,616	0,03
P	214,914	0,2
Mg	280,27	3
Ca	422,673	1,5
U	385,958	0,05
Si	251,611	22
Bi	223,061	0,06

Apéndice E. Estadística

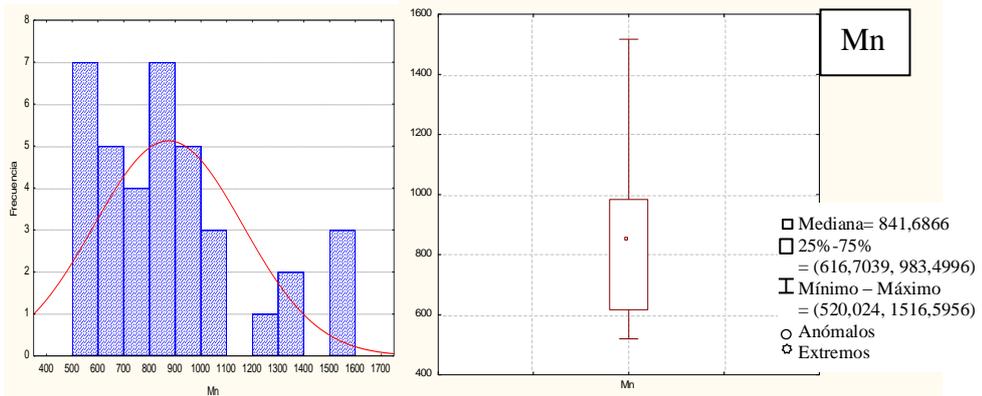
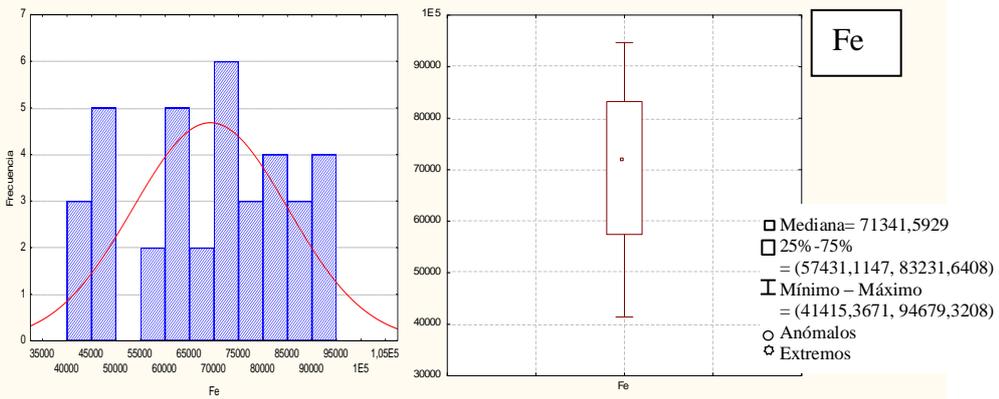
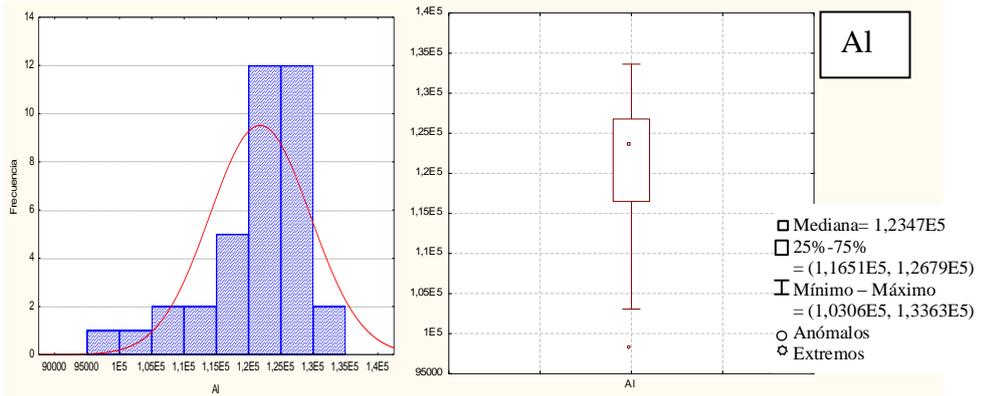
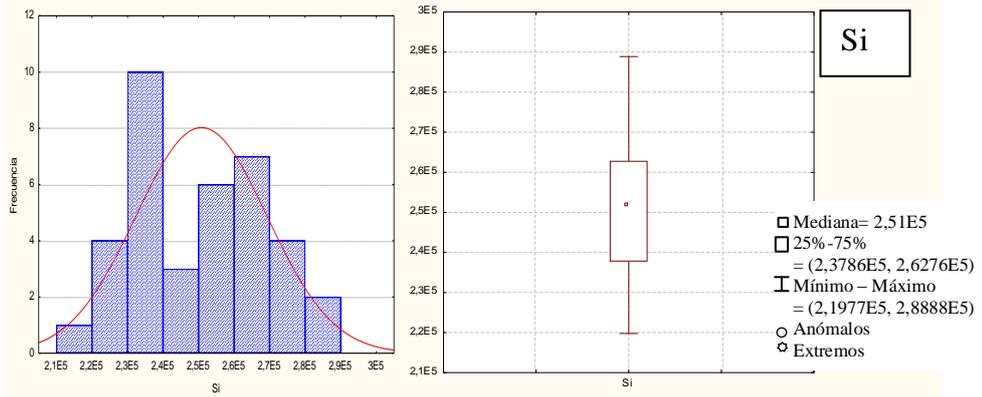
E.1 Figura 51. Histogramas de frecuencia y cajas gráficas de cada elemento químico



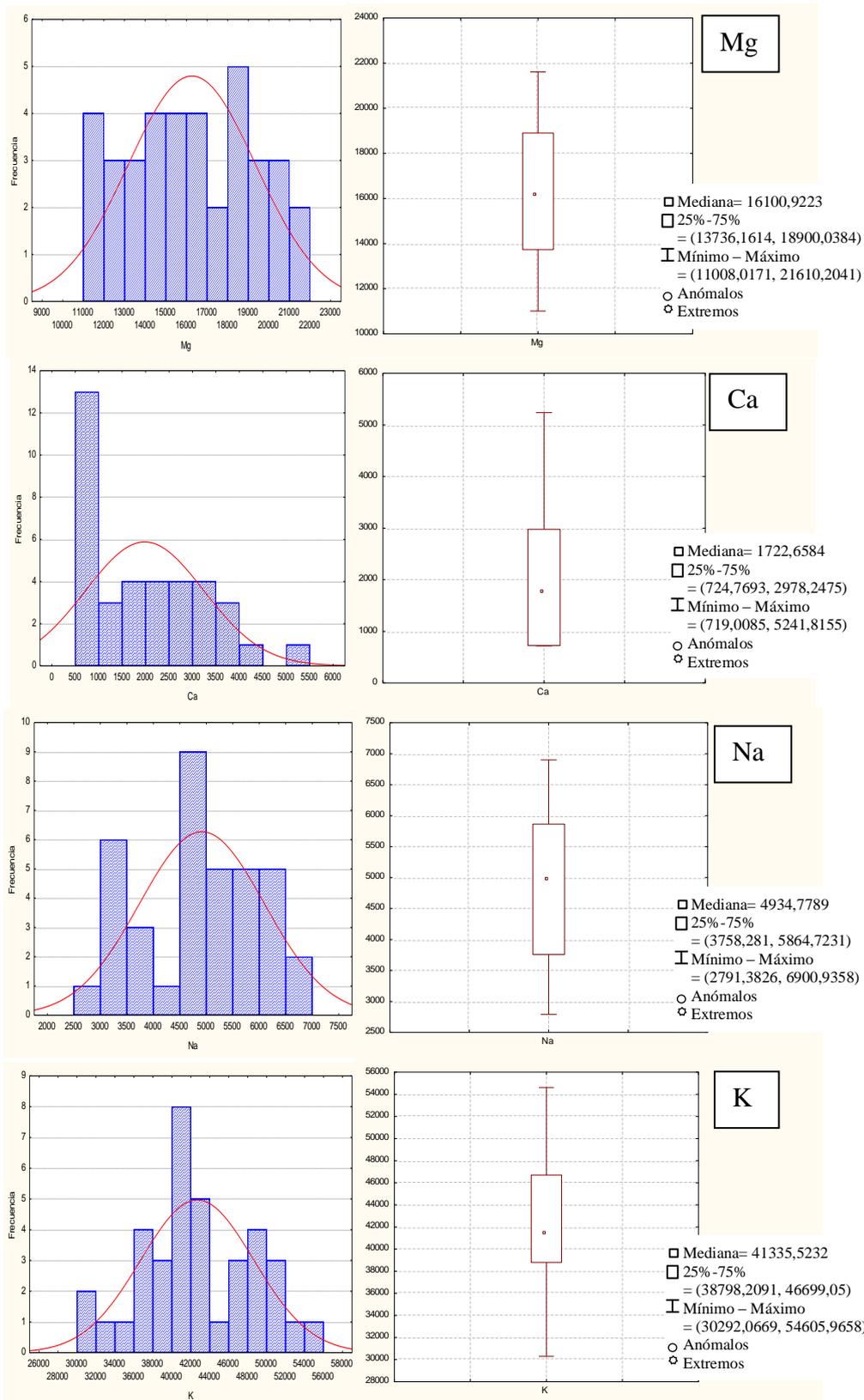
CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA.

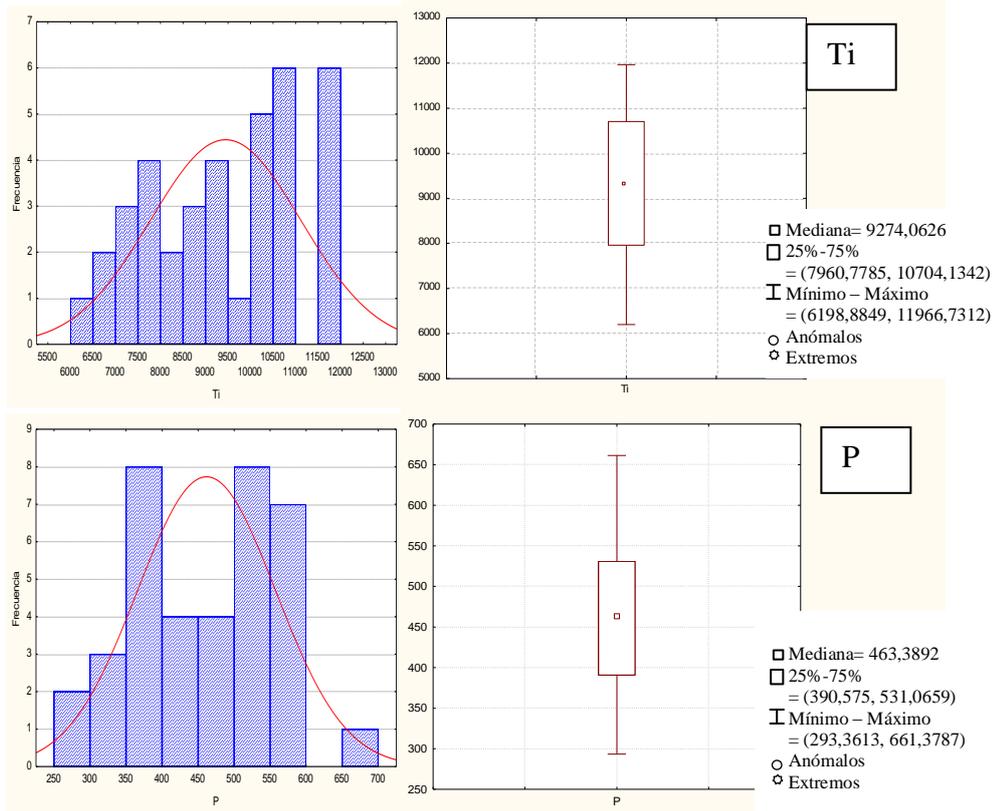


CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA.



CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA.





E.2 Procedimiento para efectuar la prueba de Shapiro &Wilk's.

- Ordenar en forma ascendente las j observaciones para la variable que se estudia.
- Calcular el siguiente dato, a partir de los datos ordenados.

$$\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2$$

Ecuación (1)

- Si j es par, $j = 2k$, calcular:

$$b = a_{n-1+1} (X_{n-1+1} - X_i)$$

Ecuación (2)

Si j es impar, $j = 2k + 1$, entonces se omite la mediana de los datos X_{k+1} , y se calcula el valor de b de acuerdo a la siguiente ecuación 2

- Calcular el valor de W cal. El estadístico de la prueba es:

$$W_{cal} = \frac{b^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}$$

Ecuación (4)

e. Comparar W_{cal} con el valor de W_{tab} . Si W_{cal} es menor que W_{tab} se rechaza la hipótesis de normalidad de los datos.

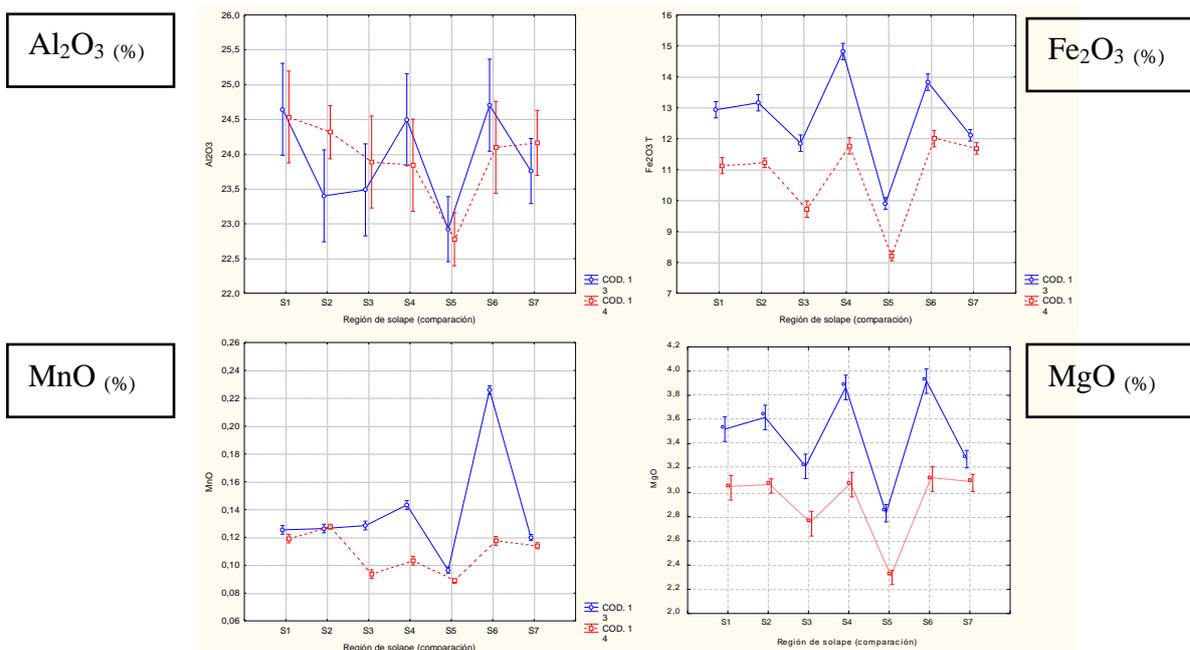
Tabla 12. Valores de W tabulada para la prueba de Shapiro & Wilks.

N	Nivel de significancia			N	Nivel de significancia		
	0.01	0.05	0.1		0.01	0.05	0.1
3	0.753	0.767	0.789	27	0.894	0.923	0.935
4	0.687	0.748	0.792	28	0.896	0.924	0.936
5	0.686	0.762	0.806	29	0.898	0.926	0.937
6	0.713	0.788	0.826	30	0.9	0.927	0.939
7	0.73	0.803	0.838	31	0.902	0.929	0.94
8	0.749	0.818	0.851	32	0.904	0.93	0.941
9	0.764	0.829	0.859	33	0.906	0.931	0.942
10	0.781	0.842	0.869	34	0.908	0.933	0.943
11	0.792	0.85	0.876	35	0.91	0.934	0.944
12	0.805	0.859	0.883	36	0.912	0.935	0.945
13	0.814	0.866	0.889	37	0.914	0.936	0.946
14	0.825	0.874	0.895	38	0.916	0.938	0.947
15	0.835	0.881	0.901	39	0.917	0.939	0.948
16	0.844	0.887	0.906	40	0.919	0.94	0.949
17	0.851	0.892	0.91	41	0.92	0.941	0.95
18	0.858	0.897	0.914	42	0.922	0.942	0.951
19	0.863	0.901	0.917	43	0.923	0.943	0.951
20	0.868	0.905	0.92	44	0.924	0.944	0.952
21	0.873	0.908	0.923	45	0.926	0.945	0.953
22	0.878	0.911	0.926	46	0.927	0.945	0.953
23	0.881	0.914	0.928	47	0.928	0.946	0.954
24	0.884	0.916	0.93	48	0.929	0.947	0.954
25	0.888	0.918	0.931	49	0.929	0.947	0.955
26	0.891	0.92	0.933	50	0.93	0.947	0.955

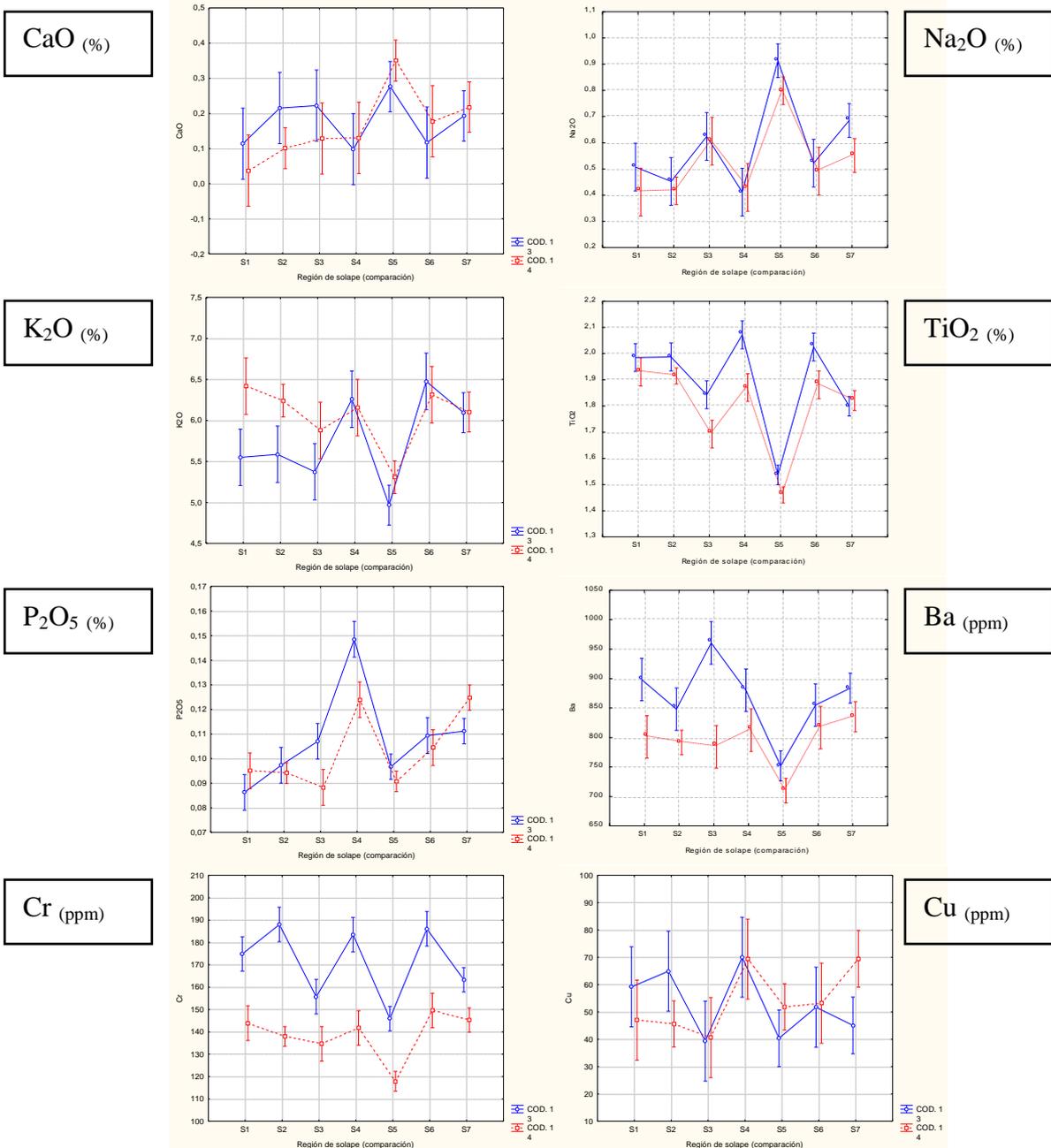
E.3 Tabla 13. Resultados del análisis de ANOVA de dos vías (99% de significancia)

Variable	P (99% de significancia)	Resultado Estadístico
SiO ₂	0.194	Perteneciente a la misma población
Al ₂ O ₃	0.111	" " " " "
Fe ₂ O ₃	0.00006	Perteneciente a poblaciones distintas
Na ₂ O	0.294	Perteneciente a la misma población
K ₂ O	0.038	" " " " "
MnO	0.0000	Perteneciente a poblaciones distintas
CaO	0.137	Perteneciente a la misma población
MgO	0.00072	Perteneciente a poblaciones distintas
P ₂ O ₅	0.001	" " " " "
TiO ₂	0.010	Perteneciente a la misma población
Cu	0.034	" " " " "
Cr	0.005	Perteneciente a poblaciones distintas
La	0.00007	" " " " "
V	0.001	" " " " "
Zn	0.005	" " " " "
Zr	0	" " " " "
Ba	0.018	Perteneciente a la misma población
Sr	0.241	" " " " "

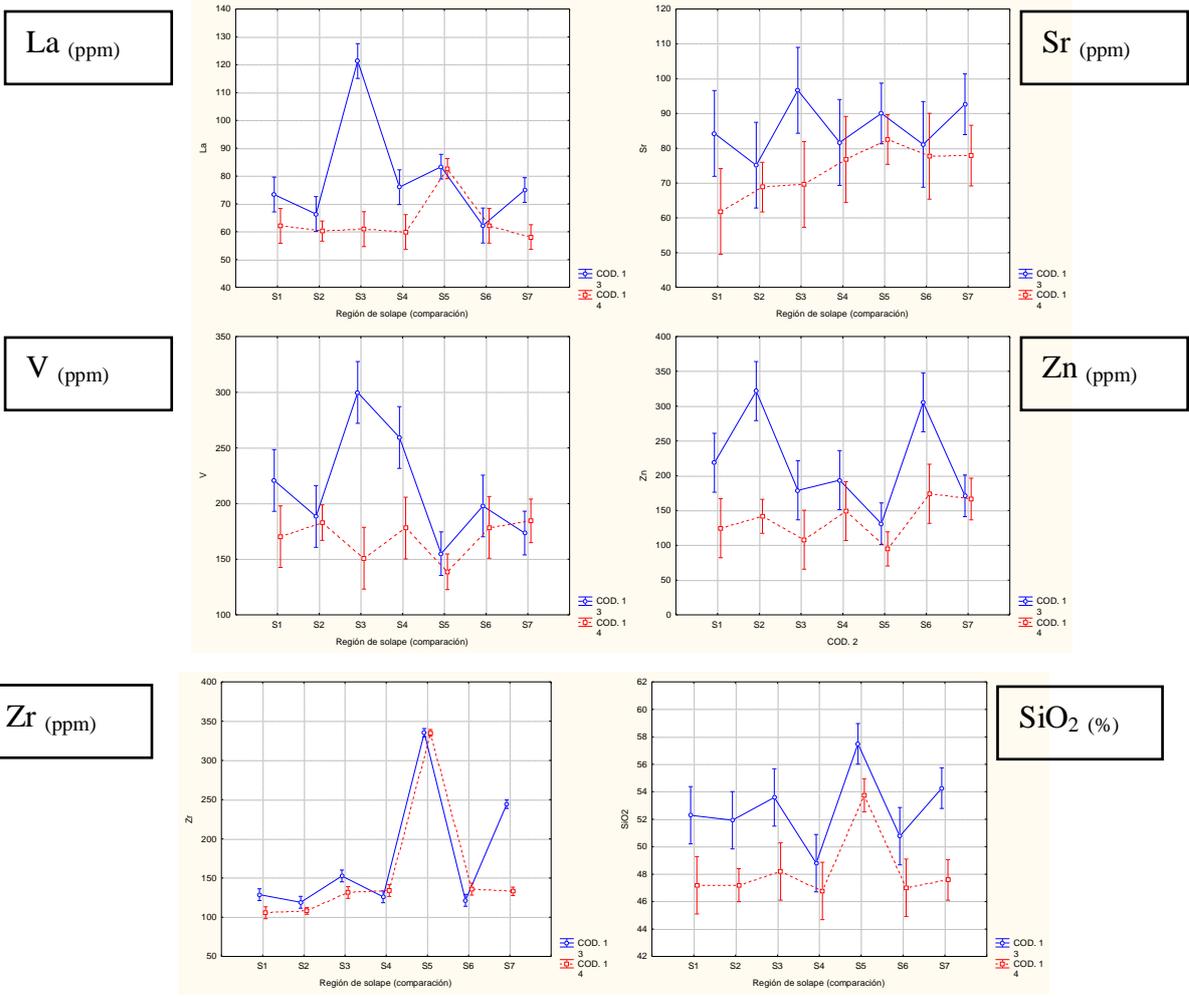
E.4 Figura 52. Gráficas de error estándar de cada elemento en la región de solape entre las columnas



CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA.



CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS DISTALES HOLOCENOS DEL VALLE GLACIAL DE LA CANOA, REGIÓN DE PUEBLO LLANO, ESTADO MÉRIDA.



E.5 Tabla 14. Resultados del Análisis de Componentes Principales (ACP)

Identificación de la muestra	Altura estratigráfica	Componente principal 1	Componente principal 2	Identificación de la muestra	Altura estratigráfica	Componente principal 1	Componente principal 2
PLL.03.01	1	-0,397	0,331	PLL.04.03	47	0,417	-0,154
PLL.03.03	3	0,449	0,534	PLL.04.05	49	0,41	-0,177
PLL.03.05	5	0,003	0,367	PLL.04.07	51	0,135	-0,16
PLL.03.07	7	-1,036	0,241	PLL.04.09	53	0,446	-0,067
PLL.03.09	9	-0,876	0,33	PLL.04.11	55	-0,345	-0,134
PLL.03.11	11	-0,396	0,25	PLL.04.13	57	0,437	-0,139
PLL.03.13	13	-0,043	0,376	PLL.04.15	59	0,431	-0,067
PLL.03.15	15	-0,231	0,243	PLL.04.17	61	-0,842	-0,12
PLL.03.17	17	-0,47	0,157	PLL.04.19	63	-0,195	-0,225
PLL.03.19	19	-0,193	0,046	PLL.04.21	65	-0,79	-0,155
PLL.03.21	21	0,553	-0,078	PLL.04.23	67	-0,687	-0,242
PLL.03.23	23	0,172	-0,037	PLL.04.25	69	-0,359	-0,224
PLL.03.25	25	0,154	0,131	PLL.04.27	71	0,167	-0,135
PLL.03.27	27	0,578	0,165	PLL.04.29	73	0,561	-0,202
PLL.03.29	29	0,359	0,057	PLL.04.31	75	0,35	-0,098
PLL.03.31	31	0,191	0,044	PLL.04.33	77	0,075	-0,204
PLL.03.33	33	0,535	-0,041	PLL.04.35	79	-0,715	-0,258
PLL.03.35	35	0,564	-0,035	PLL.04.37	81	-0,648	-0,222
PLL.03.37	37	0,276	0,146	PLL.04.39	83	0,253	-0,098
PLL.03.39	39	0,805	0,117	PLL.04.41	85	-0,72	-0,184
PLL.03.41	41	-0,253	-0,014	PLL.04.43	87	-0,163	-0,019
PLL.03.43	43	0,777	-0,061				
PLL.03.45	45	0,262	0,014				

Apéndice F. Descripción estratigráfica de las secuencias lacustres.

Canaleta PLL-03-08 (sup)

Los primeros 10.8 cm presentan una intercalación de sedimentos tipo arcilla y limo, donde predomina la fracción limosa, de colores que varían entre marrón grisáceo para la fracción arcillosa y marrón claro para el limo. La textura de la sección es de tipo friable debido a la superficie erosionada que se observa. Las capas de limo tienen espesores aproximados de 1.5cm mientras que las de arcilla de 1cm, los pares laminados se repiten 4 veces, comenzando con sedimento tamaño limo. La laminación es prominente y además se hallan restos de raíces en algunas capas arcillosas.

De la altura 10.8 a 30.8 cm la laminación es paralela en intercalaciones de limo y arcilla con predominio de arcillas, donde los colores respectivos son: marrón claro para el limo y marrón grisáceo para la arcilla; la fracción arcillosa presenta algunos fragmentos de restos vegetales

y/o materia orgánica. Los espesores de las capas de limo disminuyen mientras se avanza hacia el límite inferior de la sección, teniendo como espesor máximo 2cm. La laminación es prominente.

De la altura 30.8 a 39.8cm la laminación es paralela en sedimentos tamaño arcilla de color marrón grisáceo; además se observan pequeñas acumulaciones de presunta materia orgánica junto a restos de raíces. Algunas fluctuaciones en la intensidad del color dan indicio a una pequeña variación en la granulometría de la sección, sin embargo no es posible diferenciarlo a simple vista. Las fracturas observadas no siguen ninguna orientación específica.

De la altura 39.8 a 41.3 cm los sedimentos son de tamaño limo de color marrón claro y con laminación poco prominente, sobre todo en los extremos de la sección.

De la altura 41.3 a 45.8 cm la laminación es paralela en toda la sección hasta la base de la secuencia en sedimentos tamaño arcilla de color marrón grisáceo. Se observa una fractura que corta paralela a la laminación la sección; por otra parte se pueden reconocer puntos oscuros que sugieren la presencia de algún tipo de acumulación de materia orgánica.

1.1. Canaleta PLL-04-08 (inf)

Los primeros 7.7 cm presentan una laminación paralela en toda la sección, aunque la misma aumenta de densidad en las capas de sedimentos tamaño limo, los cuales están intercalados con capas de limo-arcilla. Los espesores de estas capas van de 1 a 3 cm aprox. para la granulometría predominante que es la limo-arcillosa. Por último se reconocen restos de raíces en el tope de la secuencia y dispersa en la misma acumulaciones oscuras causadas probablemente por materia orgánica además de fracturas irregulares.

De la altura 7.7 a 10.4 cm se observan dos granulometrías distintivas cortadas y desplazadas por una pequeña falla normal, a lo largo de la cual se puede apreciar fácilmente el contacto abrupto entre una granulometría tipo arcilla, de color marrón grisáceo y con marcada laminación (parte superior) y una tipo limo, de color marrón claro.

De la altura 10.4 a 14.6 cm los sedimentos son de tipo arcilla de color marrón grisáceo con presencia de laminación paralela y restos de raíces, además de acumulaciones de presunta

materia orgánica. Hay una fractura que corta la sección y sigue aproximadamente la misma orientación de la falla presente en la sección anterior.

De la altura 14.6 a 19.1 cm se observa una intercalación de sedimentos tamaño arcilla (predominantes) con tamaño limo, en cuanto al color, las capas de arcilla mantienen un tono marrón grisáceo y las de limo marrón claro. La laminación es paralela y mayormente observada en las capas de limo, las cuales tienen espesores aproximados entre 0.6 y 1cm, por último, a lo largo de la sección se hallan diversas fracturas sin orientación específica.

De la altura 19.1 a 23.1 cm predominan los sedimentos tamaño limo de tonalidad marrón clara en la parte superior, sin embargo, avanzando hacia el límite inferior comienzan a notarse intercalaciones con sedimentos tipo arcilla, las cuales son paralelas a la base, por otra parte, en el medio de la sección resalta una fractura irregular.

De la altura 23.1 a 32 cm la laminación se da en sedimentos tamaño arcilla de color marrón grisáceo con presencia de algunas fracturas dispersas sin orientación definida, además se observa una intercalación hacia la parte inferior de la sección con sedimentos tamaño limo de color marrón claro, también se visualizan algunas manchas oscuras que podrían indicar materia orgánica.

De la altura 32 a 36 cm los sedimentos son tamaño limo de color marrón claro y presentan laminación la cual aumenta en densidad hacia los límites superior e inferior. Se observa una superficie erosionada hacia la parte inferior de la sección.

De la altura 36 a 38 cm los sedimentos son tamaño arcilla, con laminación en la parte superior que disminuye hacia la base. El color es marrón grisáceo y se define una capa de aprox. 1mm de espesor, oscura, que podría contener materia orgánica.

De la altura 38 a 41.5 cm la laminación es paralela en toda la sección con presencia de sedimentos tamaño limo y arcilla, intercalados, con predominancia en limos, donde, los limos se presentan de color marrón claro y las arcillas marrón grisáceo. Hacia la parte superior de la sección se observa una capa aprox. de 2mm de espesor de color muy claro alineado con la laminación de granulometría limosa probablemente. Por último en esta sección se destacan las grandes fracturas en el tope de toda la secuencia.

Apéndice G. Resultados de termogravimetría

Tabla 15. Porcentajes de pérdidas de volátiles en termogravimetría

Identificación	% 105°C (+/- 0.03)	% 550°C (+/- 0.1)	% 750°C (+/- 0.03)	% PÉRDIDA TOTAL
PLL-03-01	0,58	3,4	1,17	5,16
PLL-03-03	1,40	4,9	1,39	7,73
PLL-03-05	0,54	3,4	1,19	5,20
PLL-03-07	0,34	2,2	0,86	3,49
PLL-03-09	0,29	3,5	0,99	4,82
PLL-03-11	0,42	3,1	1,14	4,73
PLL-03-13	0,68	3,3	1,25	5,24
PLL-03-15	0,62	2,6	1,10	4,37
PLL-03-17	0,38	2,8	1,14	4,35
PLL-03-19	0,62	3,3	1,08	5,04
PLL-03-21	1,18	5,0	1,43	7,64
PLL-03-23	6,76	4,7	1,17	12,63
PLL-03-25	5,62	3,7	1,34	10,67
PLL-03-27	1,64	4,3	1,32	7,35
PLL-03-29	0,78	3,3	1,10	5,21
PLL-03-31	0,63	4,2	1,12	6,03
PLL-03-33	0,76	4,0	1,24	6,05
PLL-03-35	8,27	4,2	1,23	13,74
PLL-03-37	5,52	4,4	1,22	11,16
PLL-03-39	2,46	4,5	1,38	8,41
PLL-03-41	0,50	2,8	1,08	4,43
PLL-03-43	5,64	4,5	1,42	11,64
PLL-03-45	0,72	3,6	1,23	5,59
PLL-04-01	0,94	3,5	1,15	5,60
PLL-04-03	1,08	4,1	1,24	6,49
PLL-04-05	1,18	3,9	1,16	6,32
PLL-04-07	0,92	3,4	1,09	5,50
PLL-04-09	1,30	4,4	1,25	6,95
PLL-04-11	0,76	3,2	1,08	5,08
PLL-04-13	1,10	3,7	1,24	6,09
PLL-04-15	1,14	3,8	1,24	6,27
PLL-04-17	0,62	2,6	0,91	4,20
PLL-04-19	0,78	3,3	1,13	5,23
PLL-04-21	0,42	2,7	0,95	4,14
PLL-04-23	0,62	3,2	0,75	4,65

Identificación	% 105°C (+/- 0.03)	% 550°C (+/- 0.1)	% 750°C (+/- 0.03)	% PÉRDIDA TOTAL
PLL-04-25	0,50	2,7	0,87	4,12
PLL-04-27	0,84	3,9	1,09	5,87
PLL-04-29	2,28	4,6	1,14	8,10
PLL-04-31	1,26	4,6	1,13	7,07
PLL-04-33	0,86	3,9	1,05	5,84
PLL-04-35	0,38	2,1	0,74	3,31
PLL-04-37	0,40	2,5	0,80	3,75
PLL-04-39	0,66	3,6	1,00	5,31
PLL-04-41	0,40	3,4	0,85	4,68
PLL-04-43	0,64	3,6	0,96	5,24
PLL-04-25	0,50	2,7	0,87	4,12
PLL-04-27	0,84	3,9	1,09	5,87
PLL-04-29	2,28	4,6	1,14	8,10
PLL-04-31	1,26	4,6	1,13	7,07
PLL-04-33	0,86	3,9	1,05	5,84
PLL-04-35	0,38	2,1	0,74	3,31
PLL-04-37	0,40	2,5	0,80	3,75
PLL-04-39	0,66	3,6	1,00	5,31
PLL-04-41	0,40	3,4	0,85	4,68
PLL-04-43	0,64	3,6	0,96	5,24

Apéndice H. Concentraciones elementales y perfiles quimioestratigráficos

Tabla 16. Concentraciones en porcentaje (%) para los elementos mayoritarios y minoritarios

Altura Estrat. (cm)	IDENTIFICACIÓN	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
	Intervalo de confianza (95%)	0,1	0,07	0,06	0,001	0,03	0,02	0,004	0,06	0,008	0,003
1	PLL.03.01	56,0	21,99	9,03	0,087	2,28	0,36	0,871	4,41	1,312	0,137
3	PLL.03.03	50,2	23,89	12,34	0,138	3,07	n.d.	0,429	4,67	1,690	0,152
5	PLL.03.05	54,7	22,83	10,24	0,080	2,75	0,22	0,720	4,92	1,546	0,126
7	PLL.03.07	61,8	18,55	6,99	0,109	1,87	0,61	0,612	3,65	1,034	0,118
9	PLL.03.09	61,4	19,47	7,13	0,073	2,05	0,49	0,675	3,82	1,126	0,127
11	PLL.03.11	56,2	23,28	9,01	0,120	2,43	0,39	0,930	4,27	1,367	0,114
13	PLL.03.13	54,6	23,47	10,20	0,098	2,58	0,31	0,863	4,56	1,464	0,134
15	PLL.03.15	54,7	22,93	9,80	0,097	2,62	0,37	0,920	4,58	1,473	0,106
17	PLL.03.17	56,6	22,01	8,12	0,079	2,28	0,55	0,733	4,04	1,286	0,125
19	PLL.03.19	51,1	23,33	8,84	0,083	2,38	0,32	0,765	4,48	1,413	0,090
21	PLL.03.21	47,0	25,25	11,07	0,195	2,85	0,22	0,376	5,20	1,736	0,086
23	PLL.03.23	51,2	24,24	10,53	0,102	2,75	0,24	0,506	4,98	1,669	0,079
25	PLL.03.25	53,8	23,30	11,60	0,112	3,02	0,25	0,591	4,84	1,716	0,101
27	PLL.03.27	51,7	24,45	13,54	0,196	3,17	0,22	0,430	5,20	1,818	0,128
29	PLL.03.29	53,1	24,45	12,22	0,109	3,38	n.d.	0,477	5,24	1,925	0,105
31	PLL.03.31	55,6	24,06	11,40	0,138	3,15	0,32	0,651	5,09	1,753	0,091
33	PLL-SOL 1	49,7	24,59	12,03	0,122	3,28	0,22	0,460	5,98	1,957	0,091
35	PLL-SOL 2	49,6	23,86	12,19	0,127	3,34	0,30	0,434	5,91	1,951	0,096
37	PLL-SOL 3	50,9	23,69	10,79	0,111	2,98	0,31	0,615	5,63	1,768	0,098
39	PLL-SOL 4	47,8	24,17	13,29	0,123	3,46	0,25	0,420	6,21	1,971	0,136
41	PLL-SOL 5	55,6	22,85	9,06	0,093	2,56	0,45	0,856	5,14	1,499	0,094
43	PLL-SOL 6	48,9	24,40	12,91	0,172	3,51	0,29	0,507	6,40	1,953	0,107
45	PLL-SOL 7	50,9	23,96	11,90	0,117	3,18	0,34	0,618	6,10	1,810	0,118
47	PLL.04.17	59,1	20,44	5,99	0,067	1,83	0,56	0,614	4,93	1,197	0,074
49	PLL.04.19	53,1	23,15	9,15	0,112	2,46	0,66	0,780	5,54	1,536	0,087
51	PLL.04.21	58,2	20,59	5,92	0,069	1,84	0,68	0,791	4,82	1,135	0,085
53	PLL.04.23	57,4	21,96	6,19	0,069	1,96	0,86	0,673	4,83	1,205	0,090
55	PLL.04.25	54,5	23,17	8,21	0,077	2,47	0,50	0,863	5,60	1,510	0,074
57	PLL.04.27	51,0	23,61	10,67	0,105	2,99	0,43	0,659	6,03	1,785	0,115
59	PLL.04.29	47,8	23,82	12,95	0,129	3,58	0,38	0,463	6,58	1,995	0,121
61	PLL.04.31	48,5	23,39	12,13	0,157	3,13	0,43	0,607	5,79	1,802	0,134
63	PLL.04.33	50,5	23,37	10,08	0,106	2,67	0,58	0,708	5,94	1,666	0,122
65	PLL.04.35	59,1	21,64	6,59	0,075	2,10	0,70	0,791	4,77	1,250	0,069
67	PLL.04.37	56,9	21,77	6,93	0,070	2,24	0,60	0,726	4,94	1,327	0,067
69	PLL.04.39	50,9	24,10	10,23	0,194	2,77	0,46	0,665	5,42	1,725	0,116
71	PLL.04.41	59,4	21,43	6,76	0,078	2,04	0,65	0,854	4,43	1,251	0,080
73	PLL.04.43	53,8	22,67	9,34	0,175	2,55	0,52	0,791	4,92	1,528	0,115

Tabla 17. Concentraciones (ppm) para los elementos traza

Altura Estrat. (cm)	IDENTIFICACIÓN	Ba	Cr	Cu	La	Sr	V	Zn	Zr
		Intervalo de confianza (95%)							
		5,9	0,9	2,4	0,8	1	2,36	6,95	2
1	PLL.03.01	776,5	118,7	43,8	84,5	63,8	131,6	91,4	418,6
3	PLL.03.03	1009,8	146,4	74,3	73,2	44,7	164,4	129,1	222,9
5	PLL.03.05	878,1	136,2	61,9	81,8	53,5	144,8	176,9	357,0
7	PLL.03.07	711,2	98,0	26,0	119,0	98,1	99,5	n.d.	651,8
9	PLL.03.09	715,6	108,9	28,1	111,4	82,0	98,6	122,8	624,5
11	PLL.03.11	791,1	131,0	42,6	94,1	72,8	134,0	43,8	453,8
13	PLL.03.13	850,1	136,2	56,1	82,6	64,5	137,6	255,8	369,1
15	PLL.03.15	876,9	134,5	39,1	96,7	70,5	151,5	88,8	296,8
17	PLL.03.17	732,4	124,8	43,3	86,3	81,2	123,6	177,9	401,3
19	PLL.03.19	767,5	122,6	50,7	75,1	70,8	137,0	111,1	276,4
21	PLL.03.21	811,2	145,0	69,6	67,4	72,1	208,7	314,4	129,1
23	PLL.03.23	775,2	138,6	57,8	70,8	62,4	162,3	191,0	169,5
25	PLL.03.25	791,0	149,3	42,7	82,9	69,9	196,1	263,3	283,1
27	PLL.03.27	858,3	165,7	77,5	77,1	81,1	197,8	277,9	188,0
29	PLL.03.29	801,3	175,1	44,6	67,9	62,7	177,1	154,3	154,7
31	PLL.03.31	847,9	159,5	46,2	76,9	83,0	185,3	179,2	241,0
33	PLL-SOL 1	849,7	159,4	53,1	67,7	73,0	195,5	171,6	117,3
35	PLL-SOL 2	819,9	163,0	55,3	63,3	71,9	185,6	231,6	113,5
37	PLL-SOL 3	872,4	145,2	40,0	91,1	83,1	225,3	143,5	142,1
39	PLL-SOL 4	846,3	162,6	69,7	67,9	79,2	218,7	171,4	130,1
41	PLL-SOL 5	730,9	131,9	46,1	83,0	86,2	146,8	113,0	335,1
43	PLL-SOL 6	836,0	167,8	52,5	62,2	79,4	188,2	239,7	128,7
45	PLL-SOL 7	859,6	154,3	57,3	66,5	85,3	179,0	168,7	188,6
47	PLL.04.17	753,3	97,2	26,8	105,7	104,8	104,6	87,7	521,9
49	PLL.04.19	799,3	122,7	61,5	80,6	98,7	146,1	136,1	286,3
51	PLL.04.21	676,9	222,9	28,9	105,2	104,7	118,3	n.d.	519,3
53	PLL.04.23	707,4	109,6	61,4	90,9	106,2	117,8	113,4	446,8
55	PLL.04.25	727,4	121,9	30,5	84,2	85,8	139,3	121,1	296,2
57	PLL.04.27	791,6	139,6	49,3	71,8	88,7	167,5	189,4	155,3
59	PLL.04.29	785,5	160,2	50,2	58,1	87,8	216,5	224,0	110,1
61	PLL.04.31	801,0	141,8	64,4	57,9	97,8	181,2	192,2	184,1
63	PLL.04.33	844,4	138,9	64,2	80,5	122,5	188,7	210,0	223,5
65	PLL.04.35	686,9	110,8	50,2	86,2	102,1	115,0	98,4	439,0
67	PLL.04.37	707,6	112,1	41,6	92,8	95,2	121,8	n.d.	413,1
69	PLL.04.39	796,6	139,2	77,8	67,1	90,7	179,5	155,7	157,0
71	PLL.04.41	727,4	105,1	42,7	80,8	107,7	112,9	96,5	387,8
73	PLL.04.43	763,5	122,3	61,9	80,4	96,2	145,4	131,7	337,8

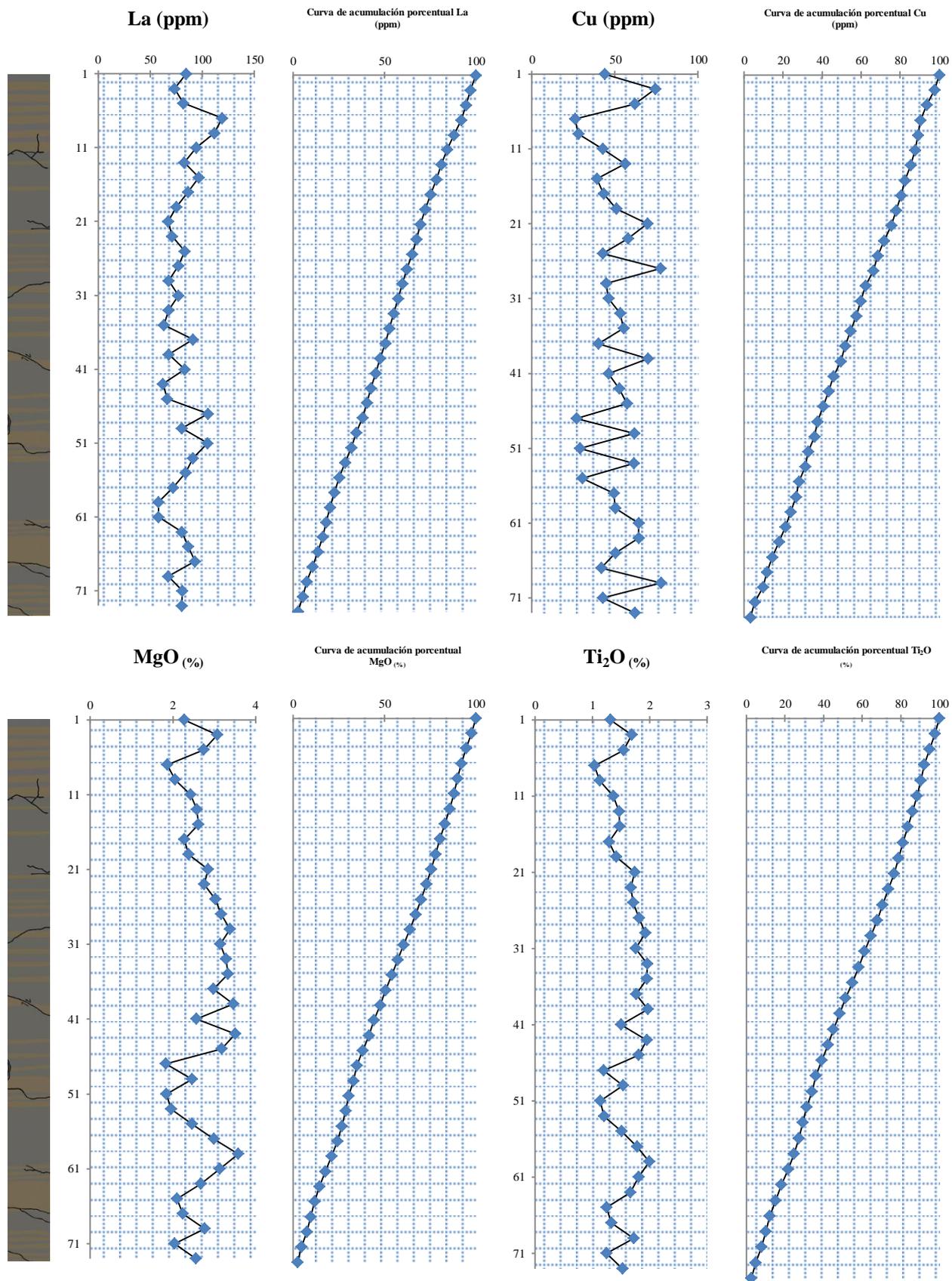
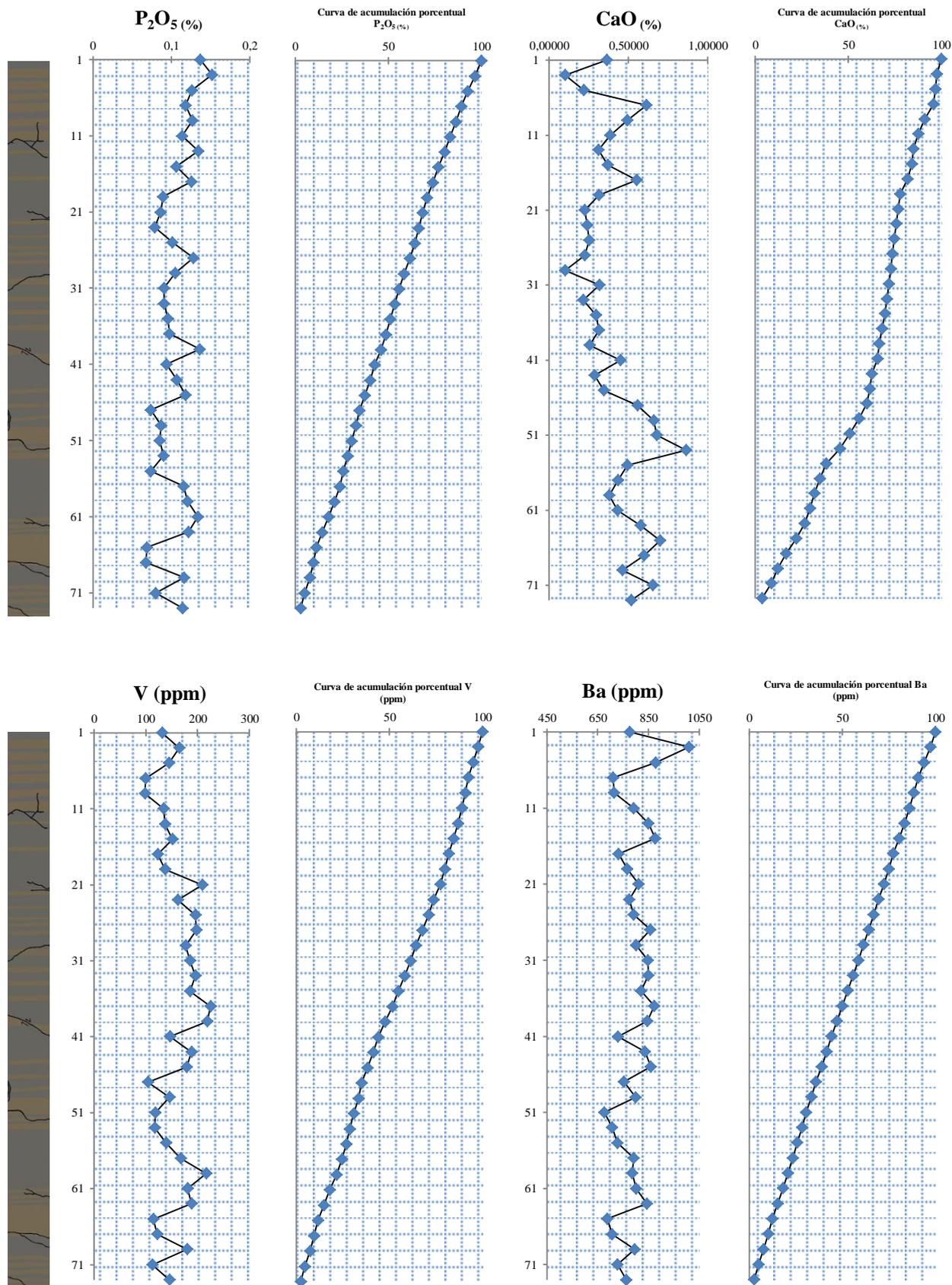
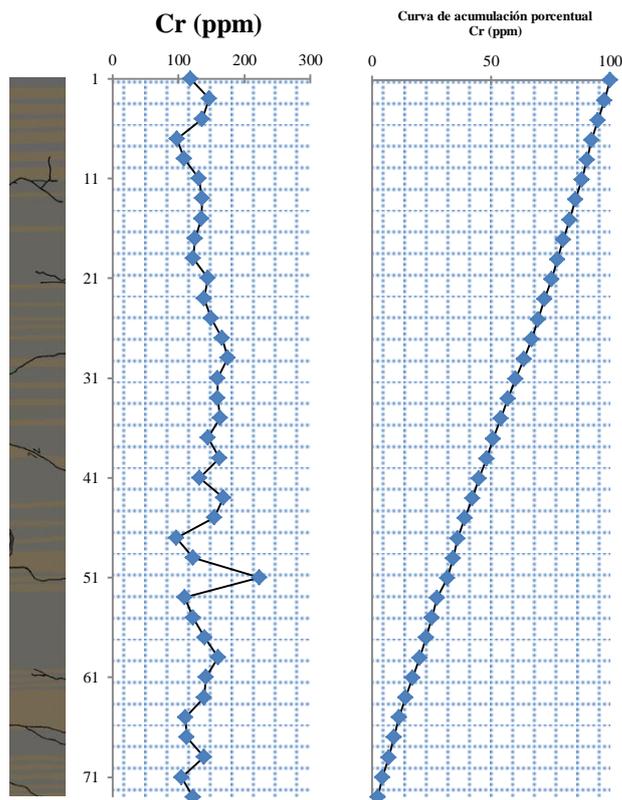


Figura 53. Perfiles quimioestratigráficos



Continuación Figura 53...



Continuación Figura 53...

Apéndice I. Índices de alteración utilizados como indicadores del grado de meteorización química

$$\text{CIA: } \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \times 100$$

$$\text{PIA: } \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}} \times 100$$