

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



**Análisis geoquímico de sismoturbiditas holocenas  
en sedimentos lacustres del paleolago Los Zerpa,  
Estado Mérida**

**Trabajo Especial de Grado presentado  
ante la Ilustre Universidad Central de  
Venezuela por la Br. Gabriela del Pilar  
González Arismendi para optar al Título  
de Licenciada en Geoquímica.**

**Caracas, Abril 2009**



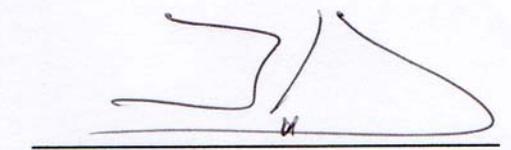
## ACTA

Los abajo firmantes, designados por la Universidad Central de Venezuela, como integrantes del Jurado examinador del Trabajo Especial de Grado titulado: “Análisis geoquímico de sismoturbiditas holocenas en sedimentos lacustres del paleolago Los Zerpa”, presentado por la Br. Gabriela del Pilar González Arismendi, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por nuestra Magna Casa de Estudios para optar al título de Licenciado en Geoquímica.



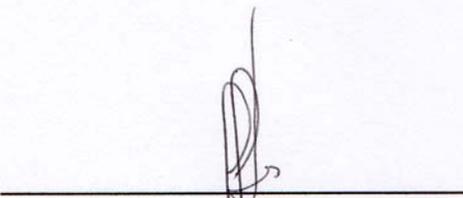
---

**Prof. Eduardo Carrillo Perera**  
Tutor



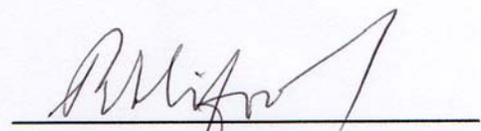
---

**Prof. José Vicente Gutiérrez Martín**  
Tutor



---

**Prof. Manuel Martínez Santana**  
Jurado



---

**Prof. Ramón Sifontes**  
Jurado



# *Dedicatória*

*A mi familia por su apoyo*

*incondicional*

## *Agradecimientos*

A través de este escrito quiero expresar gratitud, a aquellas personas que directa o indirectamente contribuyeron a la realización y culminación con éxito de este trabajo.

Ante todo a Dios, por darme lo necesario desde todo punto de vista, principalmente salud tanto a mi persona como a mis seres queridos.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, por acogerme en sus aulas, permitirme crecer intelectual y personalmente. Definitivamente este constituye un patrimonio, que fomenta la cultura y permite tener una visión más amplia de la realidad social; en este convergen diferentes criterios, cuya diversidad enriquece sus pasillos y a las personas que los transitan. No hay palabras para expresar lo orgullosa que me siento de ser ucvista y haber alcanzado la meta, por la cual trabaje desde mucho antes.

A mis profesores, en sus horas de clase y fuera de ellas, transmitieron ese espíritu de constancia, de amor a la geoquímica, a las ciencias; cada uno tuvo un aporte e impacto durante mi formación académica, son modelos a seguir.

En este punto, extendiendo estos agradecimientos a mis tutores, Prof. José Vicente Gutiérrez por sus aportes al estudio, palabras de apoyo, paciencia y recomendaciones oportunas; al Prof. Eduardo Carrillo, por su dedicación, paciencia, tiempo, discusiones, consejos, comprensión, exigencias, recomendaciones y correcciones, realmente dejan unas muy buenas base y un aprendizaje bastante amplio; sobre todo la visión de mejorar, ver más allá, continuar en la investigación. Al Prof. Manuel Martínez, desde mis inicios, fue fuente de inspiración, que me impulso siempre a tratar de aprender más y más, de ahondar en un conocimiento global e integrado; me transmitió confianza y a la vez dudas, que me permitieron mejorar. A los profesores Tommaso Tosiani, por su tiempo, discusiones y enseñanzas; Prof. Ramón Sifontes, por sus contribuciones; Prof. Anna Gann, Prof. Patricia Lugo por sus conversaciones agradables y amigables. A todo el personal del instituto, en especial a la Sra. Libia, Morela y Marlyn, gracias. A la MSc. Linda Montilla, por su comprensión y ayuda.

Al laboratorio de Geoquímica Ambiental, Geoquímica Orgánica e Instrumental, a todo el personal, que prestaron sus instalaciones y material para la ejecución de toda la parte experimental; en especial a Luís Vilchez, por su dedicación y paciencia. Al laboratorio de



Fotografía de la Facultad de Ciencias y su personal, por haber tomado las fotografías a las muestras.

A mis compañeros de clase, que hicieron ameno la estadía en la universidad. A mi compañero de tesis y amigo, Andrés Casalins, por estar en todo momento, ambos trabajando, haciendo contribuciones y apoyándonos, eres un gran amigo. A Fralenys González y Zugem Hernández, han sido mis amigas desde siempre y espero mantener su amistad en un futuro, las quiero mucho.

A Daniel Petrash, por estar en todo momento, en cada una de las etapas de este trabajo; por su apoyo desde todo punto de vista, discusiones y contribuciones, eres muy especial. Te amo...

A mi familia, mis padres Yonny González y Olga Arismendi de González, por ser más que mis padres mis mejores amigos, con las palabras adecuadas en el momento preciso. Su unión, amor, paciencia, apoyo, constancia, perseverancia y superación, me han dado las bases para ser lo que soy hoy en día; para seguir adelante, con positivismo y alcanzar las metas trazadas, porque “un buen estudiante, un buen ciudadano no nace, se hace con constancia, dedicación y perseverancia”. Ustedes son mi motivación e inspiración, gracias por confiar en mí.

A mis hermanitos, Jhonny José, por ser tan cariñoso, tienes un potencial increíble y te adoro; a Olga Johanna, por ser más que mi hermana, mi mejor amiga, mi compañera en todo momento, siempre me has apoyado y hasta soportado, has vivido todas las etapas de este proyecto y hasta contribuiste en tu área, cuando fue necesario. Estoy muy orgullosa de ti, como has crecido en este tiempo; eres una persona maravillosa y siempre voy a estar ahí para ti, para los dos, los amo.

A mis tíos, principalmente a mi Tía Juana Arismendi de Vicuña, gracias por estar siempre pendiente de mi e incluirme en tus plegarias; Tía Magalys y Tío Crisanto Arismendi, gracias por acogerme como una hija mas, al llegar aquí; a la abuela Celia, que descansa en paz, que bella persona, te sentí como mi abuela, ilumínanos desde donde estés. A mis abuelos paternos y maternos, abuelo Tomás Arismendi, su esfuerzo, disciplina, amor y anécdotas en otra época, fueron muy inspiradores y contribuyeron a exaltar valores morales y familiares; siempre le distes mucha importancia a la educación.

Por ultimo a todas aquellas personas, que por no ser nombradas directamente no implica que no las tenga presente; GRACIAS...

## RESUMEN

Una de las regiones de los Andes de Mérida donde se evidencia, de manera significativa el desplazamiento dextral de las trazas activas del sistema de fallas de Boconó, así como la influencia de procesos climáticos, se ubica en la zona central, en el valle morrénico Los Zerpa, donde por efecto de la deglaciación se dieron las condiciones para la formación de un lago intramorrénico, que posteriormente fue drenado por el desplazamiento lateral de la falla lo que permitió que los sedimentos lacustres sirvieran como registro paleosísmico de la región.

Las sismoturbiditas son identificadas por varios criterios que involucran propiedades físicas; una de las características distintivas es la presencia de un nivel arcilloso homogéneo desarrollado anormalmente, denominado homogenita. Estudios realizados identificaron la presencia de dichas sismoturbiditas así como otros efectos de los sismos, en secuencias deltaicas y fluviales.

En el presente estudio se realizó la caracterización geoquímica de dos sismoturbiditas identificadas en los sedimentos lacustres del paleolago Los Zerpa y se comparó con facies turbidíticas producto de otros procesos (factores climáticos). A través de la quimioestratigrafía se estableció una huella química propia de las sismoturbiditas, de esta manera se pudo comprender los procesos geoquímicos involucrados en su sedimentación. Para esto se tomó un núcleo de pared o “canaleta” de un afloramiento de sedimentos lacustres, de donde las turbiditas fueron extraídas y luego disectadas cada 2 mm en continuo. Los atributos químicos entre mayoritarios y trazas ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Zn}$  y  $\text{Zr}$ ), fueron determinados por medio de espectroscopia de emisión con fuente de plasma óptico inductivamente acoplado (ICP-OES).

Las asociaciones elementales fueron establecidas a través de la estadística multivariada, así se identificaron dos grupos representativos de facies de clásticos limo-arcillosos y facies de clásticos arenosos, indicativo de la energía de sedimentación bajo la cual se depositaron las subfacies constituyentes, definidas para efectos de este estudio como facies; para cada sismoturbidita y turbidita climática. Los perfiles de concentración en conjunto con las curvas de acumulación porcentual marcaron cambios producto de la delimitación de las facies, así como cambios drásticos intrafacies, lo cual se relaciona con el mecanismo de depositación que involucran tracción y decantación de partículas más finas por aumento de la densidad, bajo la influencia de factores externos.

El registro de concentraciones relativamente altas de elementos como  $\text{Zr}$  y  $\text{Ti}$  en conjunto con el  $\text{Cu}$ , permitieron dilucidar que durante la sedimentación de la facies homogénea ocurre la depositación de fases minerales por efecto de la equivalencia hidráulica lo que constata que la homogeneidad física observada en perfiles de distribución de tamaño de grano (facies homogénea granulometría promedio  $< 3,6 \mu\text{m}$ ), donde predomina la fracción de las arcillas, no es discriminante de la composición mineralógica. Así mismo el análisis de agrupamiento restringido estableció quimiofacies y subquimiofacies que correlacionan a las sismoturbiditas entre sí, sin embargo cada una presentó particularidades. Por otra parte su comparación con la turbidita climática, constató que efectivamente hay diferencias entre ambos procesos de sedimentación, lo que permitió concretar que las sismoturbiditas son depósitos vinculados con la actividad sismotectónica y su origen no corresponde a procesos climáticos.

**Palabras clave:** quimioestratigrafía, sismoturbiditas, homogenita, turbidita climática, paleolago Los Zerpa.



## Contenido

	<b>Pág.</b>
<b>I.- Introducción.....</b>	<b>01</b>
1.1.- Objetivo general.....	04
1.2.- Objetivos específicos.....	05
<b>II.- Fundamento Teórico.....</b>	<b>06</b>
1.- Geoquímica de sedimentos clásticos y procesos de sedimentación.....	06
1.1.- Meteorización.....	07
1.1.1- Movilidad elemental.....	07
1.2- Transporte de sedimentos y su influencia en los patrones texturales.....	10
2.- Ambientes sedimentarios lacustres.....	12
2.1.- Procesos de sedimentación en lagos.....	13
2.1.1.- Factores físicos, corrientes y oscilaciones del agua del lago.....	13
2.1.2.- Procesos de transporte y sedimentación generados por corrientes de turbidez.....	16
2.2.-Influencia de la actividad sismotectónica sobre los sedimentos lacustres.....	19
2.2.1.- Perturbaciones sedimentarias.....	20
2.2.1.1.- Licuefacción.....	20
2.2.1.2.- Efecto “ <i>Seiche</i> ”.....	21
3.- Sismoturbiditas.....	22
3.1.-Características de las sismoturbiditas.....	24
3.1.1.- Facies de la homogenita en secuencias sismoturbidíticas.....	27
3.2.- Comparación secuencial entre las sismoturbiditas y la secuencia Bouma....	27
4.- Nociones de Quimioestratigrafía.....	30
4.1.- Quimioestratigrafía.....	30
4.1.1.- Atributos químicos y su aplicación como indicadores.....	31
4.1.1.1.- Elementos traza y minoritarios.....	32
4.1.2.- Interpretación gráfica de atributos químicos.....	35
4.1.2.1.- Perfiles quimioestratigráficos.....	35



4.1.2.2.- Curvas de acumulación porcentual.....	37
4.1.3.-Influencia del muestreo en la realización de la quimioestratigrafía.	38
4.2.- Estadística.....	38
4.2.1. - Estadística descriptiva.....	39
5.2.2.- Estadística multivariada.....	40
5.- Marco Geológico.....	42
5.1.- Marco geológico regional.....	42
5.1.1.- Principales accidentes tectónicos que afectan el área de estudio...44	
5.1.1.1.- Sistema de fallas de Boconó.....	44
5.2.- Marco Geológico Local.....	46
5.2.1.- Evolución post-glacial del valle morrénico de la quebrada Los Zerpa.....	47
5.2.2.- Delimitación del área de estudio.....	49
5.2.3.- Secuencias de sismoturbiditas en sedimentos del paleolago Los Zerpa.....	49
6.- Antecedentes.....	50
6.1.- Internacionales.....	50
6.2.- Locales.....	55
<b>III.- Metodología.....</b>	<b>56</b>
1.- Etapa de campo.....	57
2.- Etapa de laboratorio.....	59
2.1.- Descripción de la muestra.....	59
2.2.- Toma de muestra.....	60
2.3.- Tratamiento de la muestra.....	61
3.- Tratamiento de los datos y análisis estadísticos.....	66
<b>IV.- Resultados .....</b>	<b>68</b>
1.- Descripción litoestratigráfica de la facies turbidíticas.....	68
1.1.- Turbidita T1.....	70



1.2.- Turbidita T2.....	72
1.3.- Turbidita T3.....	74
2.- Análisis estadísticos de los datos.....	75
2.1.- Estadística descriptiva: análisis exploratorio de los datos.....	76
2.2.- Estadística multivariada.....	80
2.2.1.- Turbidita T1.....	81
2.2.2.- Turbidita T2.....	88
2.2.3.- Turbidita T3.....	93
3.- Quimioestratigrafía de las turbidíticas.....	98
3.1.- Información quimioestratigráfica de la Turbidita T1.....	98
3.2.- Información quimioestratigráfica de la Turbidita T2.....	104
3.3.- Información quimioestratigráfica de la Turbidita T3.....	110
4.- Relaciones elementales.....	115
4.1.- Relaciones elementales para la turbidita T1.....	115
4.2.- Relaciones elementales para la turbidita T2.....	117
4.3.- Relaciones elementales para la turbidita T3.....	117
<b>V.- Discusión.....</b>	<b>119</b>
1.- Geoquímica de las facies turbidíticas.....	119
2.- Geoquímica de las sismoturbiditas del paleolago Los Zerpa.....	122
2.1.- Geoquímica de la facies de la homogenita.....	125
2.2.- Comparación de las sismoturbiditas T1 y T2.....	126
3.- Geoquímica de la turbidita T3. Indicios de la ocurrencia de depósitos climáticos eventuales.....	127
4.- Comparación geoquímica entre las sismoturbiditas y la turbidita climática. Ejemplo de los sedimentos lacustres de Los Zerpa.....	129
<b>VI.-Conclusiones.....</b>	<b>132</b>
<b>VII.- Recomendaciones.....</b>	<b>134</b>
<b>VIII.- Referencias bibliográficas.....</b>	<b>135</b>
<b>VIII.- Apéndice.....</b>	<b>146</b>



Apéndice A.- Análisis instrumental y concentraciones elementales.....	146
A.1.- Datos relativos a la determinación de la concentración de los elementos referentes a longitudes de onda utilizadas ( $\lambda$ ), límites de determinación y patrones geoestandard.....	146
A.2.- Tablas de concentración para los elementos determinados expresados en óxidos y los traza en ppm, para cada una de las facies turbidíticas en estudio...	148
Apéndice B.- Análisis estadísticos de los datos.....	152
Apéndice C.- Facies turbidíticas.....	159
C.1.- Diagrama de dispersión interelementales para las facies turbidíticas.....	159
C.2.- Perfiles geoquímicos y curvas de acumulación porcentual.....	163

## Lista de figuras

Figura. 1. – Ubicación relativa del área de estudio.....	03
Figura 2.- Relación carga/radio en el ambiente geoquímico.....	09
Figura 3. – Condición de Eh y pH en sistemas naturales.....	09
Figura 4. – Diagrama de cómo la dinámica de transporte y su variación de energía delimitan la distribución del tamaño de grano y su relación con el fraccionamiento geoquímico.....	10
Figura 5. - Lago abierto formado producto de depósitos morrénicos jóvenes, cuya ocurrencia se atribuye a efectos de la última era glacial. Morrena colgada Nevado Huandoy; cordillera Blanca en Ancash, Perú.....	12
Figura 6. – Varios tipos de corrientes de densidad y sus depósitos característicos, y como estos se relacionan a los flujos de corriente dentro del lago.....	15
Figura 7. – Ilustración de la turbulencia como mecanismo de transporte de grano.....	17
Figura 8. – Modelo de morfología de las corrientes de turbidez.....	17
Figura 9. – Evolución de las sismitas, con sus estructuras correspondientes.....	19
Figura 10. – Proceso de sedimentación influenciado por el efecto “seiche”, inducido en el lago por efecto de perturbaciones sísmicas.....	21
Figura 11.- Ejemplificación de la reconstrucción de la generación de las sismoturbiditas, con énfasis en la secuencia de la homogenita.....	23
Figura 12.- Características texturales y composicionales de sismoturbiditas, identificadas en diferentes partes del mundo.....	25
Figura 13. – Comparación secuencial entre la secuencia Bouma y dos ejemplos de sismoturbiditas.....	28
Figura. 14. – Ejemplo de perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual.....	36
Figura 15.- Parámetros estadísticos a partir de los cuales se construyen los gráficos de caja y “bigote” durante el análisis de los datos, a través de la estadística descriptiva.....	39
Figura 16. – Ejemplo de esquema de análisis “cluster”.....	41
Figura 17. – Mapa geológico regional de los Andes de Mérida donde se señala el área de estudio.....	42

Figura 18.- Esquema de limite de placa en Venezuela.....	43
Figura 19. – Evidencias de actividad y sismicidad en el sistema de Fallas de Bócono.....	45
Figura 20. – Explicación esquemática del valle morrénico de la quebrada Los Zerpa.....	48
Figura 21. – Esquema donde se expone la metodología de trabajo y etapas.....	56
Figura 22. – Secuencia de muestreo.....	58
Figura 23. – Muestreador de plexiglás (canaleta), diseño para la toma de muestras en afloramiento.....	59
Figura 24. – Método de muestreo en el laboratorio.....	61
Figura 25.- Fusión de la muestra en la mufla a una temperatura aproximada de 1000 °C.....	63
Figura 26. –Descripción estratigráfica de la canaleta LZ-08-02.....	69
Figura 27. – Columna estratigráfica donde se hace énfasis en las turbiditas identificadas en la canaleta LZ-08-02.....	71
Figura 28.- Gráficos de caja y bigote, donde se muestran las distribuciones por turbidita para Al y Zr.....	78
Figura 29.- Dendrograma de agrupamiento libre correspondiente a la turbidita T1.....	82
Figura 30.- Dendrogramas de agrupamiento restringido para la turbidita T1 en función a las asociaciones interelementales identificadas.....	83
Figura 31.- Dendrograma de agrupamiento libre correspondiente a la turbidita T2.....	89
Figura 32.- Dendrograma de agrupamiento restringido para la turbidita T2.....	91
Figura 33.- Dendrograma de agrupamiento libre correspondiente a la turbidita T3.....	94
Figura 34.- Dendrogramas de agrupamientos restringidos para la turbidita climática T3.....	96
Figura 35.- Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual para los óxidos de Al, K, Fe, Mn, Mg y el elemento Cu para la turbidita T1.....	99
Figura 36.- Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para los óxidos de Si, Ca, Na y los elementos Zn, Sr, Zr turbidita T1.....	102
Figura 37.- Perfiles de concentración y curvas acumulación porcentual para los óxidos de Al, K, Fe, Mn y los elementos Cu y Zr turbidita T2.....	105
Figura 38.- Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual para los óxidos de Si, Ca, Na, Ti y Zn turbidita T2.....	107



Figura 39.1.- Perfiles de concentración y curva porcentual para los óxidos de Al, K, Fe, Mg, Ti y los electos Cu para la turbidita T3.....	111
Figura 39.2.- Perfiles de concentración y curvas de concentración porcentual para el óxido de Mn, y los elementos Ba, Zn, Sr y Zr turbidita T3.....	112
Figura 40.- Perfiles de concentración y curva de acumulación porcentual para los óxidos de Si, Na y Ca para la turbidita T3.....	113
Figura 41.- Gráficos de dispersión elaborados para los elementos que presentaron buenas correlaciones, de acuerdo a los resultados obtenidos a partir de la matriz de correlación para los datos de la turbidita T1.....	116
Figura 42.- Gráficos de dispersión elaborados para las relaciones Mg y Fe en función Al.....	118
Figura 43.- Procesos de sedimentación de las sismoturbiditas Ti y T2.....	124
Figura 44.- Comparación entre las sismoturbiditas y la turbidita climática.....	130
Figura 45.- Gráficos de caja y bigote para los atributos químicos determinados correspondientes para turbidita T1.....	152
Figura 46.- Gráficos de caja y bigote para los atributos químicos determinados correspondientes para turbidita T2.....	155
Figura 47.- Gráficos de caja y bigote para los atributos químicos determinados correspondientes para turbidita T3.....	157
Figura 48.- Diagrama de dispersión interelementales para la turbidita T1.....	159
Figura 49.- Diagrama de dispersión interelementales para la turbidita T2.....	160
Figura 50.- Diagrama de dispersión interelementales para la turbidita T3.....	161
Figura 51.- Perfiles geoquímicos y curvas de acumulación porcentual para las fases de sedimentos clásticos finos T1-1 para el óxido de Ti y el elemento Ba.....	163
Figura 52.- Perfiles geoquímicos y curvas de acumulación porcentual para las fases de sedimentos clásticos finos T1-2 para el elemento Cr.....	164



## Lista de tablas

Tabla 1. – Comparación de los rasgos característicos propios de las sismoturbiditas de origen no sísmico.....	29
Tabla 2. – Atributos químicos comúnmente utilizados en quimioestratigrafía.....	31
Tabla 3. – Movilidad relativa de los elementos en ambientes de meteorización, basado en tablas fisicoquímicas de movilidad elemental en función al pH del medio.....	34
Tabla 4. – Número de muestras obtenidas a partir de la separación cada dos milímetros de las facies identificadas.....	60
Tabla 5.- Condiciones del equipo durante la determinación elemental.....	79
Tabla 6.- Asociaciones elementales y correlación con las fases de sedimentos clásticos constituyentes de la turbidita T1.....	82
Tabla 7.- Asociaciones elementales relacionadas a las facies de sedimentos constituyentes de la turbidita T2.....	89
Tabla 8.- Asociaciones elementales relacionas a las facies de sedimentos clásticos constituyentes de la turbidita T3.....	94
Tabla 9.- Asociaciones elementales y su diferenciación por facies turbidíticas.....	109
Tabla 10.- Resumen de la información quimioestratigráfica obtenida del agrupamiento libre, restringido y perfiles de concentración para la turbidita T1.....	101
Tabla 11.- Resumen de la información quimioestratigráfica obtenido a partir del agrupamiento libre, restringido y perfiles de concentración para la turbidita T2.....	109
Tabla 12.- Resumen de la información quimioestratigráfica obtenida a partir del agrupamiento libre, restringido y perfiles de concentración para la turbidita T3.....	114
Tabla 13.- Matriz de correlación de variables para la turbidita T1.....	116
Tabla 14.- Matriz de correlación de variables para la turbidita T2.....	116
Tabla 15.- Matriz de correlación de variables para la turbidita T3.....	118
Tabla 16.- Longitudes de ondas empleadas para la determinación de los elementos.....	146
Tabla 17.- Limite de determinación para los elementos medidos en función a los gramos de muestra y en solución.....	146



Tabla 18.- Patrones geoestandard certificados empleados para constatar las determinaciones.....	147
Tabla 19.- Concentración de los óxidos y elementos determinados para cada una de las muestras obtenidas de la turbidita T1.....	148
Tabla 20.- Concentración de los óxidos y elementos determinados para cada una de las muestras obtenidas de la turbidita T2.....	150
Tabla 21.- Concentración de los óxidos y elementos determinados para cada una de las muestras obtenidas de la turbidita T3.....	151
Tabla 22.- Aplicación de prueba normalidad Kolmogorov-Smirnov y Shapiro-Wilk's para turbidita T2.....	158
Tabla 23.- Aplicación de prueba normalidad Kolmogorov-Smirnov y Shapiro-Wilk's para turbidita T3.....	158



## I.- INTRODUCCIÓN

La evolución geomorfológica de los Andes de Mérida, ubicados en el occidente del país ha sido fuertemente influenciada tanto por los cambios climáticos ocurridos desde el Pleistoceno Tardío y Holoceno (Schubert, 1981; González de Juana *et al.*, 1980) como por los controles estructurales que dominan la región (Rod, 1956; González de Juana, 1981; Soulas, 1985; Audemard *et al.* 1999; Audemard *et al.*, 2002; Audemard *et al.*, 2005; Carrillo *et al.*, 2006, Carrillo *et al.*, 2008), considerando las interacciones entre el clima y la actividad sismo-tectónica (Carrillo, 2006; Carrillo *et al.*, 2008).

Los Andes de Mérida se formaron a partir de la colisión entre las placas Caribe-Suramericana, lo cual dio a lugar la orogénesis de un cinturón de deformación, donde la partición de esfuerzos ha generado un complejo sistema de fallas transcurrentes, que constituyen el sistema de Fallas de Boconó (Audemard y Audemard, 2002). Éste ha sido bien descrito, caracterizado y cartografiado desde los trabajos pioneros de Rod (1956) hasta el presente.

El sistema de falla de Boconó, es del tipo rumbo-deslizante dextral (Rod, 1956; Schubert, 1982; Soulas, 1985), que atraviesa axialmente la extensa cadena montañosa de los Andes de Venezuela (Audemard y Audemard, 2002). La actividad reciente de la falla de Boconó ha sido demostrada por evidencias geomorfológicas de la zona (Schubert y Sifontes, 1970; Schubert y Sifontes, 1972; Giegengack y Grauch, 1972; Oropeza, 1991; Audemard *et al.*, 1999); actividad paleosísmica (Audemard *et al.*, 1999; Audemard *et al.*, 2001; Audemard *et al.*, 2005; Michetti *et al.*, 2005) y GPS cinemático (Dhont, 2005); cuya magnitud de desplazamiento reciente ha sido estimada entre 0,66 (Schubert y Sifontes, 1972) y 1 cm/año (Schubert, 1982; Soulas, 1985; Audemard *et al.*, 1999). Además, basado en estos estudios se estableció que la magnitud de desplazamiento decrece del centro de la cadena montañosa hacia ambos extremos de la misma (Audemard *et al.*, 2005).

Una de las regiones que evidencia de manera representativa, el desplazamiento de una de las trazas activas del sistema de falla de Boconó, se ubica en la zona central de los Andes de Mérida, en el valle de la quebrada Los Zerpa (Schubert y Sifontes, 1970; Shubert, 1981; Shubert y Vivas, 1993; Audemard *et al.*, 2002; Audemard *et al.*, 2005; Carrillo *et al.*, 2006; Carrillo *et al.*, 2008). Este se encuentra en el flanco norte de la Sierra de Santo Domingo, más específicamente



entre Santo Domingo y Apartaderos (estado Mérida) (fig. 1). La quebrada Los Zerpa es un afluente del río Santo Domingo y drena un área de aproximadamente 3,7 km<sup>2</sup> y está limitado al norte, este y oeste por el arco morrénico de Los Zerpa (Schubert, 1981)

La morfología de la zona es producto de la evolución post-glacial del valle morrénico de la quebrada Los Zerpa. Durante el último avance importante de los glaciares en la Sierra Nevada de Mérida y la Sierra de Santo Domingo, este valle contenía el glaciar Los Zerpa (Giegengack y Grauch, 1972; Schubert, 1981). La retirada del glaciar formó una laguna, en la parte baja del valle morrénico, debido al represamiento por la morrena terminal, cuya evolución sedimentaria estuvo fuertemente controlada por el desplazamiento dextral de la traza activa de la falla de Boconó (Schubert, 1981). Constituyéndose, según Schubert (1982), dos niveles de terraza, una inferior de 6 – 10 m y una superior de 27 – 30 m; sin embargo, Carrillo *et al.* (2006) identifican cinco niveles, donde los sedimentos fluviales allí depositados, un registro fehaciente de los cambios reflejados a través de la geomorfología.

La sedimentación en los lagos es una fuente importante de información sobre la historia evolutiva de los mismos (Cohen, 2003). Da indicios de la mecánica de transporte o acumulación de los sedimentos que están controlados por atributos físicos, químicos y biológicos.

Trabajos previos en el campo paleolimnológico (ej.: Sims, 1975; Cohen, 2003) establecen el potencial de los lagos para el registro de sismos a través de la ocurrencia de fenómenos de licuefacción, debido al incremento de la presión de poros, retrabajo de sedimentos y deformaciones plásticas. Asociado a esto, una característica favorable, es la sedimentación laminada que siguen las estaciones climáticas, lo que proporciona controles cronológicos de la recurrencia de los sismos (Chapron *et al.*, 1999).

El proceso de sedimentación de los lagos causados por los sismos, está asociado a corrientes de turbidez, las cuales en conjunto con las oscilaciones del agua del lago promovidas por el terremoto, generan un efecto de *Seiche* que induce la depositación de una capa de arcilla muy fina, y textura homogénea denominada “Homogenita” (ej: Karsten y Cita, 1981; Chapron, 1999) dentro de la secuencia sismoturbidítica (Shiki *et al.*, 2000). Por esta razón la identificación de esta capa homogénea, a través de análisis textural, susceptibilidad magnética, entre otros, se reconoce como una evidencia de actividad sísmica, tal como se afirma en algunos trabajos

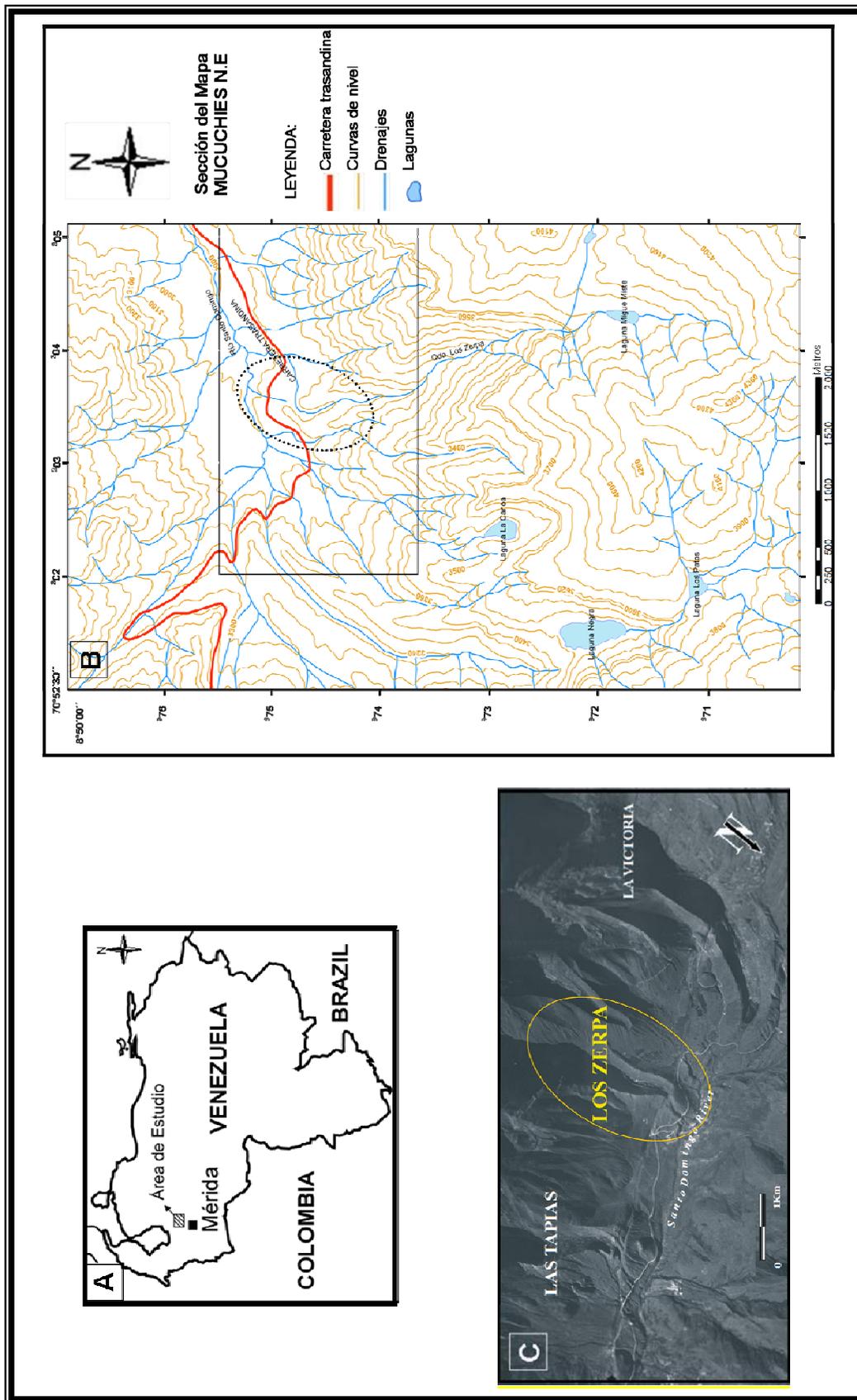


Figura 1.- Ubicación relativa al área de estudio al noreste de Mérida entre Santo Domingo y Apartadero, estado Mérida. (A) Mapa de Venezuela, donde se señala el área de estudio. (B) Mapa topográfico del área, sección Mucuchies N.E. (modificado de Casals, 2009). (C) Fotografía aérea del área de estudio, señalado en el mapa (B) (tomado y modificado de Carrillo, 2006).



realizados en lagos, tanto a nivel nacional, como internacional (Chapron *et al.*, 1999; Fanetti *et al.*, 2008; Bertrand *et al.*, 2008; Wagner *et al.*, 2008; Carrillo *et al.*, 2008).

En el caso del paleolago Los Zerpa, se han encontrado evidencias sedimentológicas de paleo-sismos (Audemard *et al.*, 2001; Carrillo, 2006). Carrillo (2006), confirma la presencia de características producto de dicha actividad, identificando la presencia de capas de homogénitas en sismoturbiditas entre secuencias de rítmicas (específicamente en la terraza de 6 - 10 m), a través de la realización de análisis textural, espectral, mineralógico y datación radiométrica en muestras de afloramiento.

Se ha establecido que las sismoturbiditas presentan características específicas tanto físicas como químicas; estas últimas han sido estudiadas a través de la quimioestratigrafía, principalmente en cuencas marinas (Nakajima y Kanai, 2000). La distribución de los atributos químicos dentro de la secuencia turbidítica permite identificar la huella química característica de dicha secuencia y más específicamente, la correspondiente a las homogénitas, lo cual lleva a comprender de una manera más amplia, el proceso de sedimentación y su correlación con la distribución del tamaño de grano.

A pesar de entender bien los procesos físicos que rigen la depositación de las sismoturbiditas, en los sedimentos holocenos del paleo-lago Los Zerpa (Carrillo, 2006), se implementa la quimioestratigrafía como una herramienta de importancia que, en conjunto con los datos previos, contribuye a una mejor comprensión de los procesos de sedimentación influenciados por eventos sísmicos. La herramienta aporta datos que en conjunto con los ya generados, contribuyen a una mejor comprensión de los procesos de sedimentación sintectónica.

## **1.1.- Objetivo general**

Tomando en consideración los argumentos establecidos, el objetivo general de este Trabajo Especial de Grado es:

- La caracterización quimioestratigráfica de sismoturbiditas holocenas en sedimentos lacustre del paleolago Los Zerpa.



## 1.2.- Objetivos específicos

Se plantea los siguientes objetivos específicos, los cuales contribuyen a alcanzar el fin último:

- Analizar la distribución estratigráfica en perfiles de concentración de elementos mayoritarios (Si, Ti, Fe, Al, Mg, Ca, K, Na y Mn), minoritarios y traza (Sr, Ba, Cu, Cr, Zn y Zr).
- Correlacionar dichos perfiles con la distribución granulométrica de las sismoturbiditas.
- Interpretar los mecanismos de depositación de las sismoturbiditas y determinar cómo éste incide en la distribución elemental.

Seguidamente se expone el fundamento teórico del presente estudio.



## II.- MARCO TEÓRICO

En el siguiente capítulo se hace una revisión de los conceptos y nociones teóricas básicas, donde se exponen los principios geoquímicos asociados a los procesos de sedimentación en ambientes lacustres, influenciados por la tectónica activa, con la finalidad de tener una mejor comprensión del estudio a realizar. En este se incluye, las principales características de la geología regional y local, así como también los trabajos previos tanto en el ámbito mundial como en el área de estudio.

### 1.- Geoquímica de sedimentos clásticos y procesos de sedimentación

La Geoquímica está relacionada con las leyes que gobiernan la distribución de los elementos químicos y sus isótopos en la Tierra. Ésta, es la ciencia que estudia en forma cuantitativa las partes que conforman la Tierra (litósfera, atmósfera, hidrósfera y biósfera) y las leyes que controlan la distribución de los elementos químicos en cada una de estas partes (Mason y Moore, 1982).

Cada tipo de roca, puede ser considerada como un sistema químico condicionado por la influencia de variables fisicoquímicas, cuya modificación en conjunto con la incidencia de diferentes agentes, produce cambios progresivos hasta retornar a la estabilidad, bajo las nuevas condiciones, conformando un nuevo sistema (Noguera y Yepez, 2003; tomado de Montilla, 2006).

Para entender la ocurrencia de dichos cambios, se debe considerar las condiciones del sistema durante la formación de la roca, hecho que establece la distribución elemental primaria y por ende, los constituyentes minerales, lo cual depende de su configuración electrónica (Mason y Moore, 1982).

De esta manera, la capacidad de los elementos para formar fases minerales donde son mayoritarios, va a establecer su disponibilidad y depende de la estabilidad de la estructura cristalina que forman. Por esta razón, los minerales más abundantes son los silicatos y aluminosilicatos (Mason y Moore, 1982).



Dichas fases minerales condicionan la distribución primaria de los elementos compatibles e incompatibles, constituidos por los metales de la primera serie de transición (Fe, Mn, Ni, Cu, V, Zn, Co, Cr) junto con otros elementos (como: Mo, Sn, Se, I, F), y las tierras raras (REE).

Por otra parte, la distribución secundaria de estos elementos en los ambientes sedimentarios, está dada por la inalterabilidad de la fase mineral que los contiene, así como también por su movilidad ante los procesos de meteorización y transporte. De esta forma, en el contexto sedimentario, los elementos se comportan como: resistatos, hidrolizados, evaporatos, carbonatos y oxidatos (Mason y Moore, 1982).

## **1.1.- Meteorización**

La meteorización es un proceso que controla la distribución secundaria de los elementos, y que actúa sobre las rocas, las cuales están sometidas a condiciones de baja presión y temperatura, en contacto con el agua, el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), oxígeno (O<sub>2</sub>) y otros factores como los de tipo biológico, que conducen a procesos de alteración. Dichos procesos, son: la disolución, hidrólisis, hidrólisis ácida, oxido-reducción y adsorción; los primeros son los responsables de la transformación de los minerales formadores de roca, como consecuencia del colapso de la estructura física y química de ésta, aunado a un ajuste mineralógico como respuesta a la inestabilidad termodinámica (Brownlow, 1996).

Durante estos procesos, las condiciones de Eh y pH juegan un papel fundamental y son los responsables de precisar los productos sedimentarios de la meteorización. El pH de la solución como el potencial redox del medio, determinan la solubilidad, transporte y precipitación de los elementos que pueden tener más de un estado de oxidación. Ambas variables fisicoquímicas están relacionadas y establecen la movilidad de los elementos.

### **1.1.1.- Movilidad elemental**

Una vez la roca es expuesta a los agentes de meteorización, de acuerdo a la estabilidad de la fase cristalina que contiene a los elementos, así como las condiciones de Eh y pH imperantes durante el momento de la depositación, se produce la redistribución de estos, a través de los minerales primarios o generación de minerales neoformados. Las condiciones fisicoquímicas del medio en conjunto con el potencial iónico, rigen la movilidad de los elementos, por lo cual son definidos a continuación.



El potencial iónico, es la relación carga/radio y determina la influencia de la meteorización, transporte y depositación de los sedimentos; es importante durante la formación de los minerales en medio acuoso. De esta forma, los elementos con bajo potencial iónico tienden a ser movilizados y permanecen en solución durante la meteorización y el transporte. Aquellos elementos que presenta potencial iónico intermedio, suelen ser precipitados por efecto de la hidrólisis, mientras que los elementos que se caracterizan por poseer potencial iónico ligeramente alto o alto, suelen formar aniones con oxígeno y son solubles, tal como se muestra en la fig. 2. (Mason y Moore, 1982).

En cuanto a las condiciones de Eh y pH, ambos controlan el comportamiento en el ambiente geoquímico de aquellos elementos que presentan dos o más estados de oxidación. El potencial de oxidación y el pH, son variables inversamente proporcionales, de tal manera que un incremento en el pH trae como consecuencia una disminución del potencial de reducción; éste hecho tiene repercusiones en diversos procesos que ocurren durante la meteorización como la disolución, adsorción, coprecipitación, los cuales están ampliamente condicionados por dichas variables (fig. 3), (Mason y Moore, 1982).

Por otro lado, debe considerarse que la meteorización tanto física como química es gobernada por factores climáticos, por lo cual, la variación en cuanto a la vulnerabilidad de un tipo litológico a ser alterado, va a estar dado por su ubicación geográfica. En regiones donde el clima es frío y seco, la meteorización física será predominante; a diferencia de zonas cálidas y húmedas donde la meteorización química domina dicho proceso. Esta última, según el caso y el elemento considerado, contribuye a definir el comportamiento geoquímico de los elementos, hecho que permite explicar su fraccionamiento.

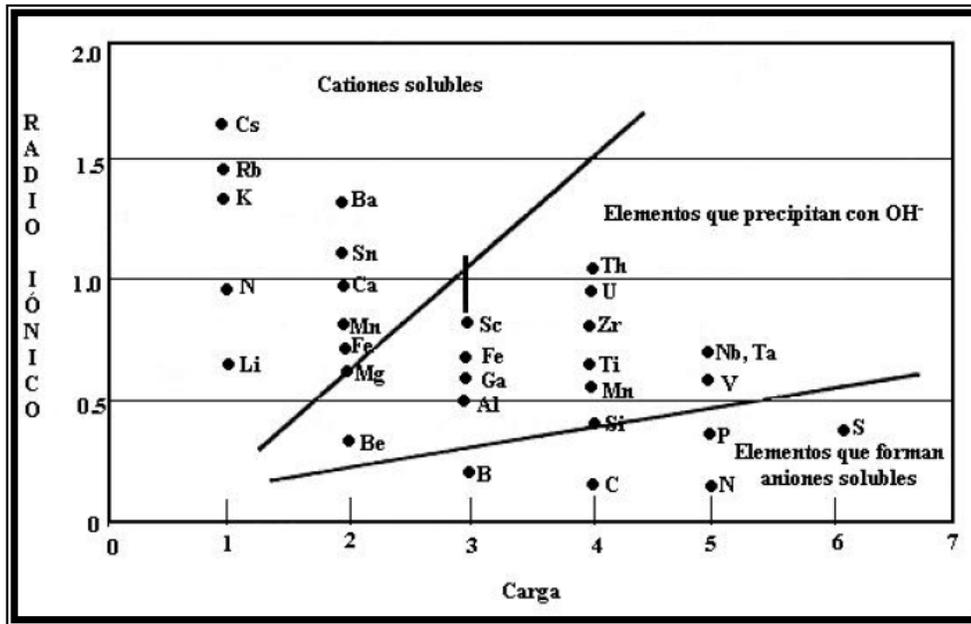


Figura. 2. – Relación carga-radio en el ambiente geoquímico. (modificado de Mason y Moore, 1982)

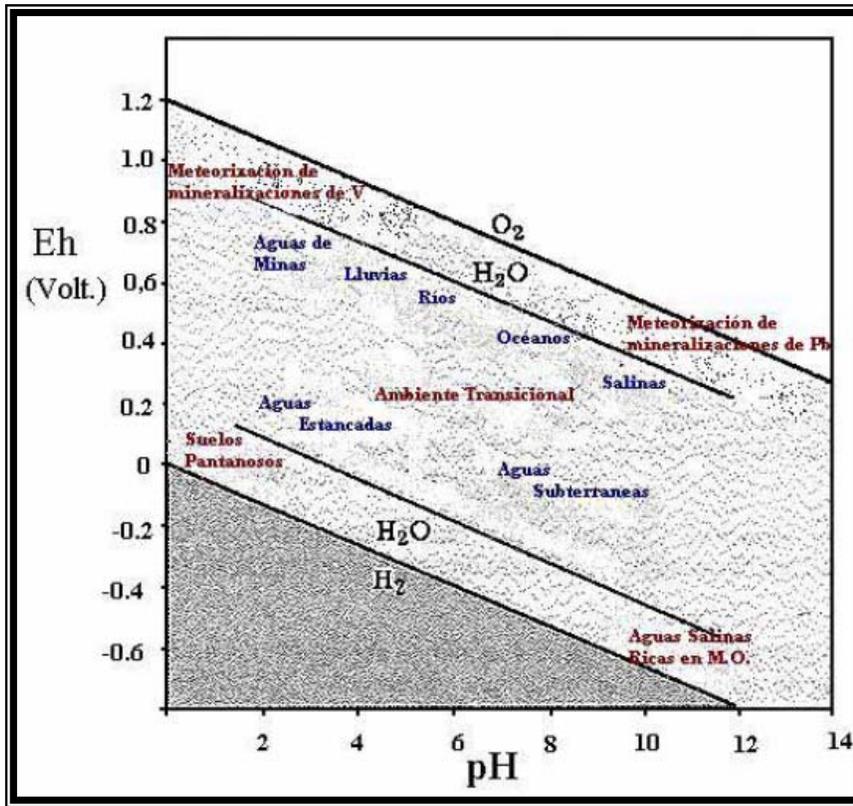
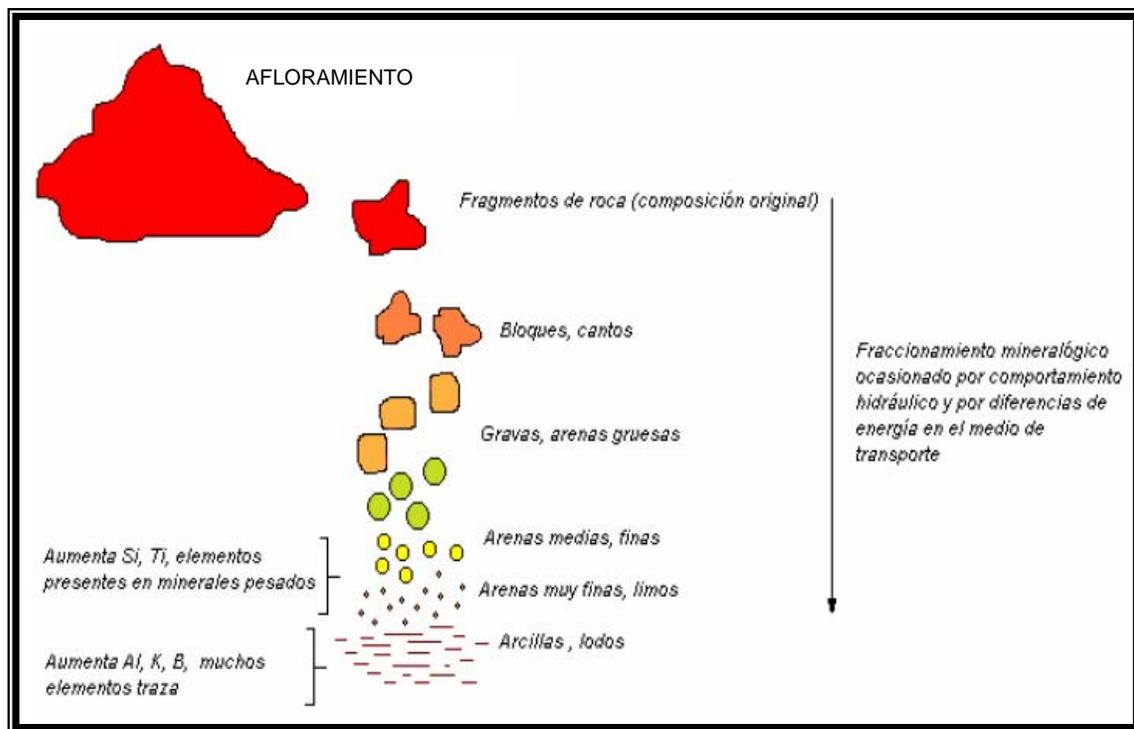


Figura 3. - Condiciones de Eh y pH en sistemas naturales (modificado de Mason y Moore, 1982)

## 1.2- Transporte de sedimentos y su influencia en los patrones texturales

El transporte y la meteorización, tienen implicaciones importantes en el proceso de sedimentación. El transporte comprende los procesos mecánicos que permiten la disminución efectiva del tamaño de los granos; durante éste proceso, ocurren cambios en la energía del medio que permite el fraccionamiento hidráulico, que establecen los patrones texturales y modifican moderada o contundentemente la composición del material transportado (Pearce *et al.*, 1999), de acuerdo a su estabilidad bajo las condiciones del ambiente de meteorización (fig. 4), expuesto en la serie de reacción de Goldich (1938).



**Figura 4.** - Diagrama que muestra la dinámica de transporte y sus variaciones de acuerdo a la energía del medio, distribución del tamaño de grano y su relación con el fraccionamiento geoquímico. (Tomado de guías de quimioestratigrafía. Martínez, 2000b)

Los patrones texturales están relacionados a la fuente y a la dinámica tectónica. En una primera instancia, la petrología de los sedimentos es controlada por su proveniencia, que a su vez depende del contexto tectónico.



Los sedimentos clásticos de grano fino, son influenciados en mayor grado por los procesos de meteorización química; de esta forma, la componente física del proceso juega un papel secundario.

En relación a la fuente Cox y Lowe (1995), establecen que las rocas graníticas producen sedimentos ricos en illita y caolinita (Holland y Turekian, 2003). Asociado a esto, un carácter químico propio de las rocas ácidas es su concentración creciente de lantano (La) y torio (Th); a diferencia de las rocas básicas que presentan altas concentraciones de cobalto (Co), escandio (Sc), níquel (Ni) y cromo (Cr). Éstos elementos son relativamente inmóviles, bajo los procesos de meteorización (Culler, 2002).

Los procesos de transporte involucran tanto los componentes reciclados como los del primer ciclo, dando como resultado una mayor clasificación por tamaño de grano y densidad. Para los componentes de las arenas, la alta estabilidad del cuarzo, comparado con el feldespato y los fragmentos líticos, resulta en un incremento de la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  y por ende una disminución en los elementos traza que están asociados principalmente con los aluminosilicatos lábiles. Simultáneamente, la naturaleza lábil de las plagioclasas en relación al feldespato de potasio, conduce a un incremento en la relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (McLennan *et al.*, 2003). En el caso de los sedimentos de grano fino, tipo arcilla y limo, estas relaciones son opuestas, debido a los minerales de los cuales se derivan.

La importancia del proceso de transporte radica en que, es el factor principal de fraccionamiento entre los diferentes tamaños de grano (grava, arena y limo-arcilla); asociados particularmente a la redistribución de los elementos traza (Holland y Turekian, 2003).

Una vez establecido el criterio geoquímico de los procesos de sedimentación, la siguiente sección se enfoca en el ambiente lacustre. De esta manera, se pretende hacer énfasis en los procesos que controlan la sedimentación en lagos, con la finalidad de considerar los procesos geoquímicos que actúan en dicho ambiente

## 2.- Ambientes sedimentarios lacustres

Los ambientes lacustres comprenden los lagos internos de agua dulce o salada, formados en los continentes (Cohen, 2003). Un lago es definido, como un cuerpo de agua que ocupa algún tipo de cuenca no marina (Friedman y Sanders, 1978). En orden de ocurrencia, son requeridos dos parámetros para la existencia de un lago en la superficie terrestre: una depresión topográficamente cerrada en el terreno y la afluencia de agua (Cohen, 2003).

Según Boggs (1995) los lagos se clasifican como **lagos cerrados**, aquellos que no presentan salidas de agua importantes y se caracterizan por presentar líneas de costa fluctuantes, en los cuales, el aporte de agua es comúnmente excedido por la infiltración y la evaporación; y los **lagos abiertos**, que se caracterizan por tener un drenado de agua y costas relativamente estables, debido a que el aporte de agua y las precipitaciones están balanceados aproximadamente con la evaporación y el influjo de agua. Comúnmente, la sedimentación siliciclástica predomina en este tipo de lagos, un ejemplo de lago abierto se observa en las figuras 5 y 6 (representativo del sistema a estudiar en la actualidad).



**Figura 5.** – Lago abierto formado producto de depósitos morrénicos jóvenes, cuya ocurrencia se atribuye a efectos de la última era glaciaria. Morrena colgada Nevado Huandoy; cordillera Blanca en Ancash, Perú. (fotografía tomada por Patricio Valderrama, 2006)

Es importante considerar la evolución de las cuencas lacustres, debido a que los procesos que influyen en la evolución de la cuenca se manifiestan como un todo, desde la geometría tridimensional de los depósitos lacustres que delimitan los lagos, hasta la tasa de acumulación del sedimento, además de la historia y tiempo activo del sistema lacustre (Cohen, 2003).



La comprensión de dicha evolución es un elemento esencial para los estudios paleolimnológicos, porque las cualidades de estos registros están directamente relacionadas al mecanismo de evolución de la cuenca; además de los factores que influyen en los procesos de sedimentación. Para esto, se deben considerar los factores que dieron origen al lago, procesos de sedimentación y la identificación de patrones sedimentarios producto de eventos, en las secuencias sedimentarias lacustres (Cohen, 2003).

## **2.1.- Procesos de sedimentación en lagos**

Los lagos pueden formarse en una variedad de ambientes, su existencia se basa en un espectro de condiciones climáticas, que abarcan rangos que varían desde muy frío a muy caliente y de zonas altamente áridas a muy húmedas. Los procesos de depositación que ocurren en los lagos, están influenciados tanto por las condiciones climáticas, como por las variaciones de los factores físicos, químicos y biológicos; estos tienen influencia sobre la química de sus aguas y las fluctuaciones en la línea de costa, así como también sobre el aporte de sedimentos clásticos (Boggs, 1995).

Los factores climáticos afectan la sedimentación de los lagos de numerosas formas, esto en conjunto con la fisiografía, determinan las condiciones de meteorización que ocurre en el lago, así como también el proceso de erosión y transporte, que pueden estar influenciados por oscilaciones del cuerpo de agua (Talbot, 2005). En sistemas donde el aporte fluvial es importante, también debe considerarse el factor físico durante la sedimentación, por lo cual este punto se desarrolla a continuación.

### **2.1.1.- Factores físicos, corrientes y oscilaciones del agua del lago**

Los factores físicos que influyen sobre la sedimentación de los lagos, son: el viento, influjos de los ríos, calor atmosférico, presión barométrica superficial y gravedad; los dos últimos son los menos relevantes. El calor atmosférico, depende del clima y es responsable de las diferencias de densidad de las aguas de los lagos; ésta diferencia, puede generar estratificación de las aguas por un lado (calentamiento de las aguas superficiales), y por otra parte, producir corrientes de alta densidad que promueven la mezcla y derrumbes en el mismo (Boggs, 1995).

Los sedimentos asociados al influjo del río, son depositados en los deltas (delta tipo Gilbert) y abanicos deltaicos, los cuales son típicos de las líneas de costa de muchos lagos (fig.



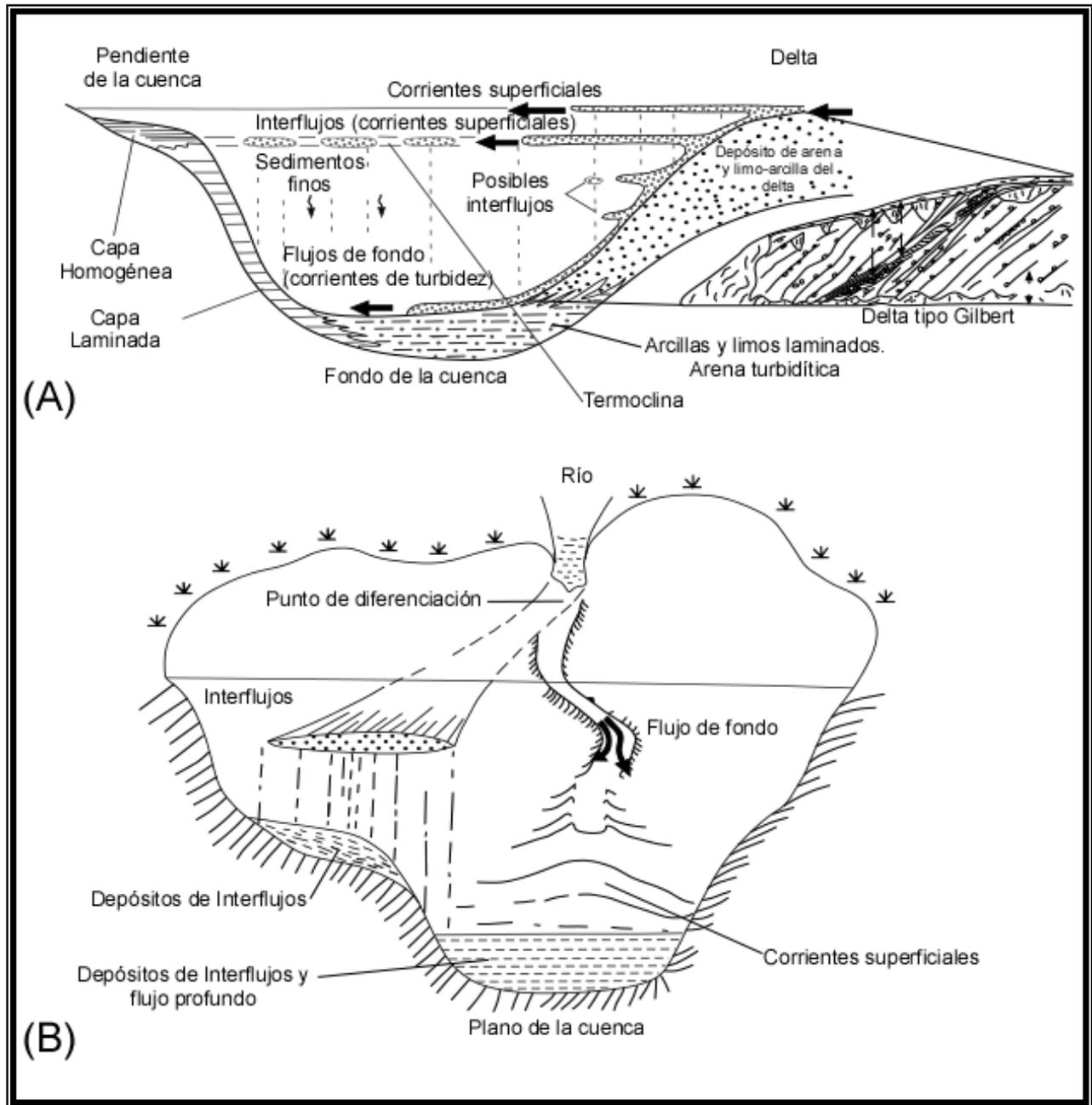
6). Los depósitos deltaicos lacustres, varían en cuanto a la sedimentación de la parte distal a la proximal, cuya granulometría comprende gravas gruesas, arenas finas y limos, su distribución depende de las condiciones del flujo y de la naturaleza de la disponibilidad de sedimentos (Boggs, 1995; Talbot, 2005).

Otro factor que puede ser un agente importante durante la sedimentación, son las oscilaciones de las aguas del lago, éstas pueden ser causadas por los vientos que generan un efecto *seiche* (balanceo tenue, periódico hacia delante y hacia atrás en la cuenca de un lago). Las oscilaciones no tienen gran impacto en lagos pequeños, y varían según las fluctuaciones del nivel del lago, el cual está relacionado con el impacto climático regional (Talbot, 2005).

Asociado a las ondulaciones están las corrientes superficiales, que son corrientes horizontales que condicionan la circulación de las aguas superficiales. La causa común de estas corrientes son los fuertes vientos; otros factores, son los influjos de los ríos o perturbaciones de otros tipos, cuya persistencia y fuerza pueden transportar volúmenes significativos de sedimento.

Las corrientes subsuperficiales se distribuyen en el cuerpo de agua según su densidad, y constituyen las corrientes de interflujo y de flujo profundo, de esta forma la carga sedimentaria transportada por el río puede ser ampliamente distribuida sobre la superficie del lago. Esto es bastante común para la distribución de la carga de sedimentos suspendidos, que pueden ser retenidos temporalmente en equilibrio con las corrientes de interflujo, para luego ser decantados o depositados. La formación de abanicos producto de flujos profundos y corrientes de turbidez, son característicos de la sedimentación en aguas profundas. Estas corrientes también son responsables de la sedimentación laminar rítmica, característica de los lagos (Talbot, 2005).

La sedimentación rítmica está constituida por interestratificaciones de arena con limo y arcilla, los cuales representan ciclos anuales de sedimentación en el fondo del lago. Las denominadas rítmicas o varvas son ampliamente usadas con propósitos cronológicos, debido a que a través de estas, puede inferirse la ciclicidad estacional. Sin embargo, este hecho debe ser sustentado por otros métodos de datación (Talbot, 2005).



**Figura 6.** – (A) Varios tipos de corriente de densidad, sus depósitos característicos y como éstos se relacionan a los flujos de corriente dentro del lago; además del delta tipo Gilbert, propio de sistemas lacustres. Los Flujos superficiales ocurren cuando los flujos de agua tienen baja densidad en relación al agua del lago; los interflujos tienen una densidad similar a los niveles particulares en la columna de agua y los flujos profundos presentan densidades menores o similares a las aguas profundas del lago. (B) La distribución sedimentaria está relacionada a los interflujos y flujos profundos. La forma de transporte de los sedimentos en la base del lago podría removilizar el sedimento. La persistencia de los flujos profundos puede promover el desarrollo de corrientes de turbidez. (tomado de Talbot, (2005). Pág. 552)



Otro factor físico que influye en la sedimentación, es el factor tectónico que es un reflejo de la actividad sismotectónica inducida por el desplazamiento de fallas activas, donde el efecto de los sismos interrumpe la sedimentación rítmica del lago y causa la deformación de los sedimentos preexistentes, así como la depositación de nuevas secuencias que registran estos eventos.

La influencia del factor tectónico en la dinámica sedimentaria lacustre causa deslizamientos y removilización de sedimentos (Talbot, 2005); estos eventos, dan como resultado la redistribución de grandes volúmenes de sedimentos, derivados de la erosión del tope del delta, por efecto de la desestabilización de los sedimentos depositados, que en conjunto con la morfología del lago y la pendiente del talud, promueve la formación de corrientes de turbidez (Shiki y Yamazaki, 1996; Talbot, 2005).

### **2.1.2.- Procesos de transporte y sedimentación generados por corrientes de turbidez**

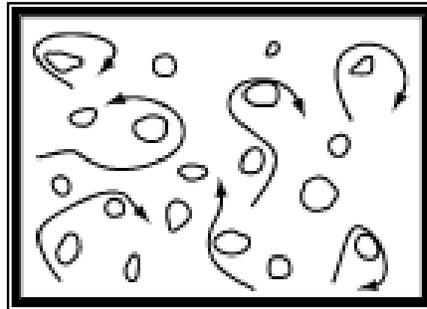
Los procesos de transporte y sedimentación generados por flujos gravitacionales, ocurren en una mezcla agua-sedimento que se mueve por acción de la gravedad. La mezcla puede variar desde flujos de sedimentos densamente aglomerados, que están relacionados a deslizamientos; a flujos diluidos que acarrear poca cantidad de sedimentos en suspensión; dichas variaciones ocurren durante el proceso de depositación de los sedimentos (Felix y McCaffrei, 2005).

Las características de los depósitos generados por estos flujos, son influenciados por: el mecanismo de transporte del sedimento, tipo de flujo, que tiene un comportamiento interno y externo diferente; y por último, el mecanismo que inicia el flujo y el factor que le da origen. Uno de los factores que dan origen a las corrientes de turbidez, son los eventos sísmicos (Torres, 1994). La determinación del factor que causa el deslizamiento y genera la corriente de turbidez, contribuye a la designación de un nombre genérico para la facies depositada.

Las corrientes de turbidez, son corrientes de suspensión gravitatoria o de alta densidad ( $\rho > 1$ ) en las cuales el fluido intersticial es un líquido, generalmente agua. En este contexto, las corrientes de suspensión, son flujos inducidos por la acción de la gravedad sobre una mezcla turbia de fluidos y sedimentos suspendidos, producto de la diferencia de densidad entre la mezcla y los fluidos circundantes (Kneller y Buckee, 2000).

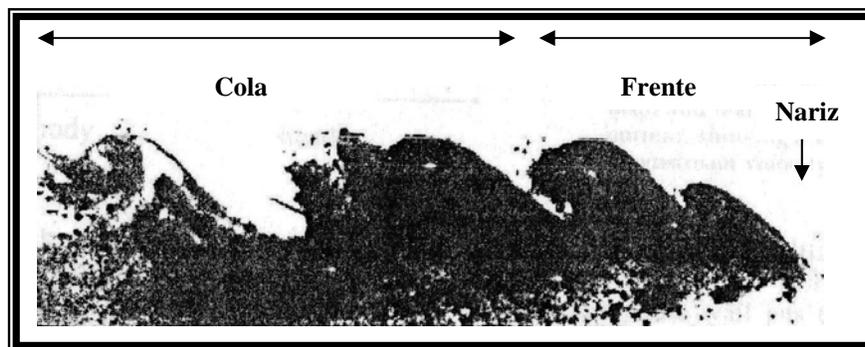
La turbulencia en las corrientes de densidad (fig. 7), juegan un papel importante en los procesos de transporte y depositación, de los sedimentos removilizados. Estos procesos, son

controlados principalmente por leyes físicas, que están directamente relacionadas a la energía equipotencial del medio que promueve el movimiento de varias fracciones de partículas (Kneller y Buckee, 2000).



**Figura 7.** – Ilustración de la turbulencia como mecanismo de transporte de grano. (tomado de Felix y McCaffrey, 2005).

Se han planteado modelos matemáticos, en base a estos parámetros físicos y ciertas consideraciones a través de trabajos experimentales, donde se simulan las condiciones naturales. De esta forma se ha logrado identificar, tres partes claramente diferenciadas, en la morfología de dichas corrientes, tales como: frente, cuerpo y cola (fig. 8). Estas muestran un decrecimiento general, tanto en la velocidad como en la concentración de sedimentos desde atrás hacia el frente (Kneller y Bucker, 2000; Lamb y Parson, 2005).



**Figura 8.-** Modelo de la morfología de las corrientes de turbidez. (tomado de Felix y MsCaffrey. 2005)

Esta morfología es variable dependiendo del tipo de flujo que puede estar dado por corrientes de turbidez, continuas o surgentes. Lamb *et al.* (2004), realizaron una evaluación de dichas corrientes, ellos tomaron en consideración el alcance de las mismas, la capacidad de carga, el tiempo en que se mantiene el flujo y las dimensiones de la cuenca; de esta manera



determinaron que en cuencas pequeñas, las corrientes de surgencia suelen producirse con mayor frecuencia en comparación a las corrientes continuas. En base a las características reportadas por estos autores, para los efectos de este estudio se hace especial énfasis, en las corrientes turbidíticas surgentes.

Las corrientes de turbidez surgentes, se caracterizan por depositarse en intervalos de tiempo cortos. Estas no presentan saltos hidráulicos, poseen cuerpos muy cortos y frentes turbulentos. Esto hace que puedan transportar más sedimento en suspensión y con mayor alcance, siendo acomodados según la arquitectura del espacio estudiado.

En cuanto a la sedimentación, ésta ocurre por una pérdida de la capacidad de la corriente. Dichos depósitos suelen presentar capas gradadas y se caracterizan por poseer una capa de sedimentos tipo limo-arcilla, diferenciada claramente (Lamb *et al.*, 2004).

Según Lamb y Parson (2005), en el proceso de transporte y sedimentación también deben ser consideradas las suspensiones de alta densidad, donde predominan los sedimentos medios a finos, arrastrados por las corrientes turbulentas. Éstos crean una dispersión de los sedimentos entre los límites de capa y la interfase agua clara-suspensión de alta densidad.

A estos últimos, están asociados los **depósitos convectivos**, formados por corrientes ascendentes que mantienen en suspensión a las partículas, por un intercambio entre los flujos ascendentes y descendentes.

Con el fin de entender mejor la dinámica de depositación, se establece que estos depósitos, por lo general, son formados una vez cesa la turbulencia en presencia de las partículas remanentes; de esta manera, es posible el desarrollo de dos interfases entre tres fases: líquido claro, suspensión y depósito. El límite existente entre la suspensión y el depósito es invisible, de tal forma que el decrecimiento entre el volumen suspendido, ocurre por la interacción a conveniencia de las dos interfases (Kuenen, 1968).

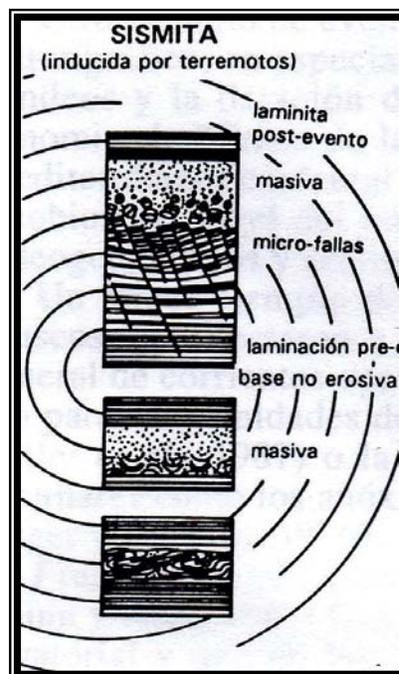
Adicional a las corrientes de turbidez causadas por terremotos, el impacto sísmico, también puede deformar los depósitos lacustrinos, a través de la licuefacción causando el movimiento de las masas. En algunas zonas la deformación sísmicamente inducida, puede ser usada para datar sismos históricos y determinar los intervalos de recurrencia de los sismos en columna de sedimentos lacustres; estos evidencian, el impacto de la actividad sismotectónica.

## 2.2.- Influencia de la actividad sismotectónica sobre los sedimentos lacustres

La evolución de las cuencas lacustres, es interpretada a través de la geomorfología y las evidencias sedimentarias; ambos, tienen una connotación importante en cuanto a la influencia de los factores físicos sobre los procesos que se producen en el sistema. Específicamente, la actividad sísmica tiene repercusiones notables tanto a nivel regional como local, este hecho es observado a través de la actividad sismotectónica de algunos lagos estudiados.

Los principales mecanismos implícitos, en las perturbaciones de origen sísmico sobre los sedimentos, son expuestos en los registros paleosísmicos (Lettis y Kelson, 2000).

La perturbación generada por los sismos en los sedimentos preexistentes, es producto de la acción de tres mecanismos principales, responsables del paso de un sedimento consolidado a un sólido fluido; los mecanismos son: trixotropía, licuefacción y fluidización (Chapron, 1999). La acción de éstos, en conjunto con las deformaciones de los sedimentos dan origen a las **sismitas** (fig. 9) dentro de sedimentos de granulometría contrastante (alternancia de areniscas, limos y arcillas), depositados bajo una pequeña capa de agua.



**Figura 9.** – Evolución de las sismitas, con sus estructuras correspondientes (tomado de Torres. 1995).



### **2.2.1.- Perturbaciones sedimentarias**

Las perturbaciones sedimentarias originadas por choques sísmicos en sedimentos no consolidados, pueden ser directas o indirectas (Torres, 1994; Shiki *et al.* 1996; Chapron, 1999; Shiki, 2000).

Las **perturbaciones directas o *in situ***, son generadas por una serie de mecanismos que permiten el paso de un sedimento de estado sólido a fluido. El desarrollo de las deformaciones principales es variable y depende de la reología del material afectado, así como también, de los patrones texturales, grado de litificación, estratos de diferente litología y presencia de discontinuidades (Chapron, 1999). Uno de los mecanismos más representativo de este tipo de perturbación es la licuefacción, tal como lo describió Sims (1975).

#### 2.2.1.1.- Licuefacción

La licuefacción, es el proceso mediante el cual, un sedimento que se encuentra sumergido en medio acuoso, experimenta una pérdida de resistencia, debido a un aumento en la presión de poro superior a la generada por cambios litostáticos. De esta manera, dependiendo del tipo de licuefacción, deja de comportarse como un sólido para comportarse como un líquido viscoso.

Los procesos de licuefacción generados por ondas sísmicas o sismos con magnitudes entre 5,0 – 5,7 en la escala Richter, son producto de ondas de cizalla o de corte, las cuales atraviesan los sedimentos y distorsionan sus estructuras, causando el colapso de grupos de partículas que se encuentran bajo un arreglo estable, bajo las nuevas condiciones (Audemard y De Santis., 1991; Chapron, 1999; Lamb *et al.*, 2004).

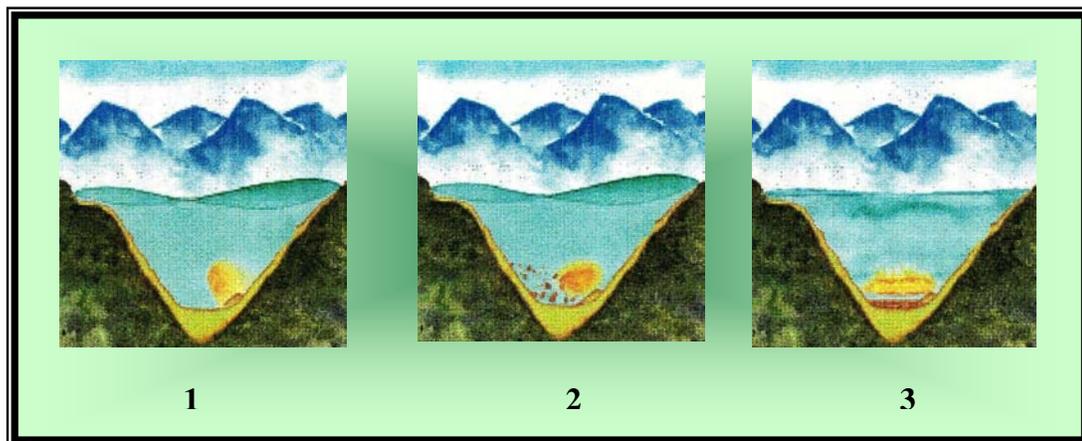
Por su parte, las **perturbaciones indirectas** son desarrolladas principalmente por removilizaciones gravitatorias (Torres, 1994; Chapron, 1999), lo que propicia el desplazamiento de los sedimentos depositados, en este caso en las márgenes del lago o en el sistema deltaico y la redistribución de sedimentos depositados previamente.

Estas removilizaciones gravitatorias pueden tener varios orígenes; sin embargo, varios criterios contribuyen a confirmar su origen sísmico, como son: un desplazamiento casi unidireccional en función de la pendiente, la presencia de niveles de partículas dentro de una secuencia sedimentaria uniforme, criterios geológicos locales e historia sísmica.

La magnitud mínima de los sismos para dar origen a dichas perturbaciones, varía entre 4.5 – 5, en la escala de Richter (Chapron, 1999). Paralelo a los deslizamientos originados en el sistema lacustre, las ondas sísmicas generan oscilaciones más intensas a lo habitual que tienen repercusión en el proceso de sedimentación; estas oscilaciones se atribuyen al efecto “*Seiche*”.

### 2.2.1.2.- Efecto *Seiche*

Las ondas sísmicas pueden alcanzar amplitudes importantes; estas pueden excitar sistemas de periodo variable, principalmente lagos total o parcialmente cerrados, los cuales están ubicados a grandes distancias, generando oscilaciones de la masa de líquido y por lo tanto, cambios temporales en la cota máxima de la línea de costa (Chapron, 1999).



**Figura 10.** – Proceso de sedimentación influenciado por el efecto *Seiche*, inducido en el lago por efecto de perturbaciones sísmicas. 1) Inicio de las oscilaciones del lago, suspensión de sedimentos fino; 2) Generación de corrientes de turbidez y suspensión de alta densidad; 3) Cesan las oscilaciones, ocurre la floculación de las arcillas, las cuales se hacen más densas y por diferencia de densidad, y gravedad son depositadas (tomado de Chapron, 1999)

Dichas oscilaciones generan deslizamientos, que son capaces de desarrollar un salto hidráulico en la cuenca, de esta manera se producen corrientes turbidíticas de surgencia, lo que promueve la resuspensión de partículas de grano fino. Esta resuspensión, genera una nube de densidad o suspensión de densidad, que pueden producir depósitos convectivos, a través de la disminución paulatina en la energía de la corriente, que produce la decantación de las fracciones granulométricas más densas. Este proceso continua, hasta que una disminución significativa de la turbulencia da a lugar a la floculación de las arcillas (Kneller y Buckner, 2000); de esta manera la



interfase agua clara y depósito de suspensión, se hace más marcada hasta que aumenta la densidad de los sedimentos tipo arcilla (Kuenen, 1968).

Este proceso, contribuye a la sedimentación de una facies con una distribución granulométrica bastante homogénea. De esta manera se propone el proceso de sedimentación de las denominadas facies de la **homogenita**.

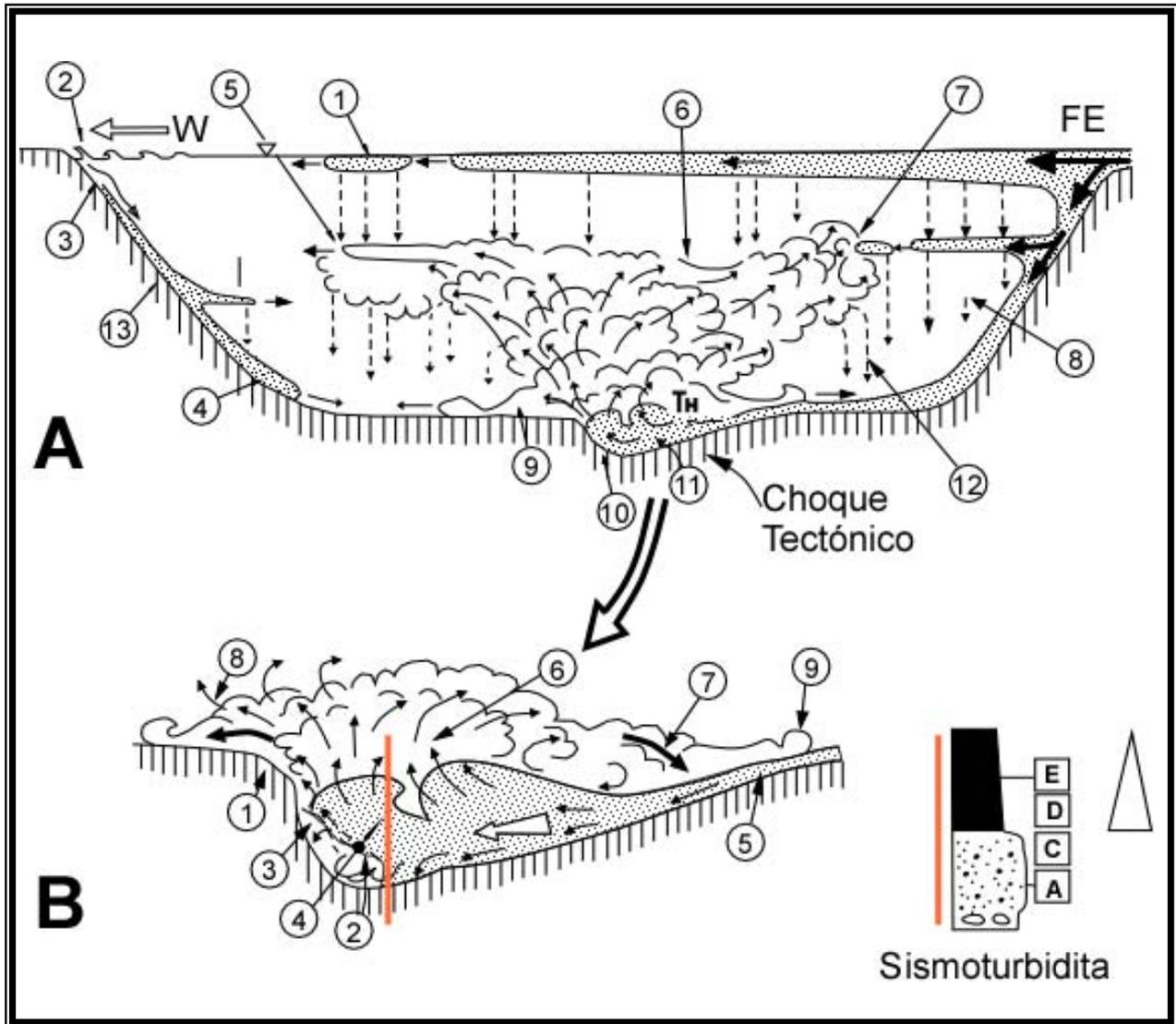
A partir de esta magnitud (4,5-5 en la escala Richter), el sistema presenta condiciones propicias que asociado con la morfología del lago (pendiente del talud y zona proximal del delta tipo Gilbert; fig. 6), genera corrientes de turbidez que en conjunto con las oscilaciones de la masa de agua, dan como resultado la removilización, transporte, resuspensión y retrabajo de los sedimentos depositados; posteriormente, se produce la depositación de las denominadas **sismoturbiditas**.

### 3.- Sismoturbiditas

Uno de los primeros trabajos donde se introdujo el término fue realizado por Mutti *et al.* (1984), en este los autores sugieren que las secuencias turbidíticas depositadas en cuencas tectónicamente activas, son resultados de eventos catastróficos promovidos por sismos. Los depósitos resultantes, presentan características texturales, estructura interna y composición distintiva, y son denominados sismoturbiditas. Dicha terminación enfatiza su origen, denota la actividad paleosísmica del área e indica las características geomorfológicas de las cuencas; cuya dinámica de sedimentación y margen tectónico, propician los procesos de retrabajo y resedimentación.

De esta manera las sismoturbiditas son definidas como, secuencias generadas por deslizamientos en masas de sedimentos, producto de la acción de la actividad sísmica (ej.: Mutti *et al.*, 1984; Shiki, 1996; Chapron *et al.*, 1999; Shiki *et al.*, 2000) (fig. 11).

Para comprender la génesis de estas secuencias y las fases asociadas, se debe considerar el impacto que tienen y han tenido los eventos sísmicos en los sedimentos. Una de las herramientas que da indicios de la ocurrencia de sismos es la paleosismología (Beattie y Dade, 1996), definida como el estudio de los terremotos históricos, especialmente su localización, edad, frecuencia y magnitud; asociado a la geocronología, que provee los principios para evaluar el tiempo en que



**Figura 11.** – Ejemplificación del proceso de deposición de las sismoturbiditas con énfasis en la secuencia de la homogenita. A) El choque tectónico (terremoto), produce la redistribución de los sedimentos en el fondo del lago y la resuspensión (6 y 7); también aumenta la intensidad del efecto “seiche” (2). Posteriormente el proceso da como resultado un flujo en masa (3), cuyo alcance llega a la zona de baja pendiente (4) para mezclarse con el material resuspendido (9-11, imagen B). El aporte fluvial (FE) dentro del lago es continuo, resultando en una concentración por suspensión (CS) cerca del agua superficial (1), forma posiblemente un espacio de presión baja (2) que llegan a depositarse en conjunto con partículas reconcentradas en el agua de fondo (3) que fueron forzadas a subir en su momento, por corrientes ascendente (4); esto induce nuevas corrientes pendiente abajo (5). En el material resuspendido (6), la dispersión ocurre en varias direcciones (7, 8), con posibles movimientos de flujos ascendentes (9). La deposición del sedimento resulta en una capa fina poco común, de partículas gruesas y la deposición en el tope de una capa homogénea. (Secuencia sismoturbidítica, B). En estas se muestran los términos A, C, D y E de la secuencia Bouma (Modificado de Van Loon *et al.*, 1995).



ocurrieron estas deformaciones y determinar la actividad de las fallas (Lettis y Kelson, 2000). Ambos, permiten establecer la existencia de perturbaciones que generan una serie de respuestas sedimentarias asociadas a ellas y que tienen un impacto importante en los procesos de sedimentación, así como sustentar la ocurrencia de sismos.

De esta manera es posible vincular, la identificación de las sismoturbiditas con la ocurrencia de sismos históricos (ej.: Chapron et al., 1999; Nakajima y Kanai, 2000). Primeramente las sismoturbiditas deben ser identificadas, uno de los criterios más frecuentemente usados, son: su distribución de facies y propiedades físicas.

### 3.1.- Características de las sismoturbiditas

Los deslizamientos cuyo origen se vinculan con sismos, generan corrientes de turbidez, a lo cual se asocia mecanismos de transporte y depositación, que resultan en la generación de las sismoturbiditas.

Uno de las características que contribuye a la identificación de las sismoturbiditas, es la distribución de tamaño de grano, diferentes autores emplean este criterio para su identificación; algunos de estos estudios son mencionados.

Inochi *et al.* (1996), reporta que las sismoturbiditas identificadas en el lago Biwa, ubicado en una zona sísmica cerca de las ciudades de Kioto y Nara, Japón, se caracterizan por presentar capas de arenas de poco espesor, con gradación normal; suprayacente a estas, se identifican laminaciones paralelas gradacionales y hacia el tope una capa de limo-arcilla, según los datos obtenidos al pasar los núcleos por rayos-X. Por otra parte, Chapron (1999), caracteriza a las sismoturbiditas del lago Le Bourget, en Francia (fig. 12. 2.A), y establece que estas presentan sedimentos gruesos hacia la base, que corresponden a arenas limosas (“B”, fig. 12. 2.B); suprayacente, se identifica la facies arcillosa, denominada homogenita (“H”, fig. 12. 2.B); a través de la datación realizada con el isótopo de  $^{210}\text{Pb}$ , los autores correlacionan dichos depósitos con el sismo histórico de 1822, el cual fue registrado y documentado.

Al noroeste de la costa de Honshu, en el Mar de Japón, Japón (fig. 12. 1.A); Nakajima y Kanai (2000), estudiaron cinco sismoturbiditas, que se caracterizan por presentar limos con laminación paralela (Td) y truncada (Tc), y arenas con laminación paralela (Tb), en contacto gradacional; que correlacionan con los términos de la secuencia Bouma (fig. 12. 1.B). Dichas capas, son divididas como “a” (base) y “b” (tope), de acuerdo al contenido de arena. La facies de

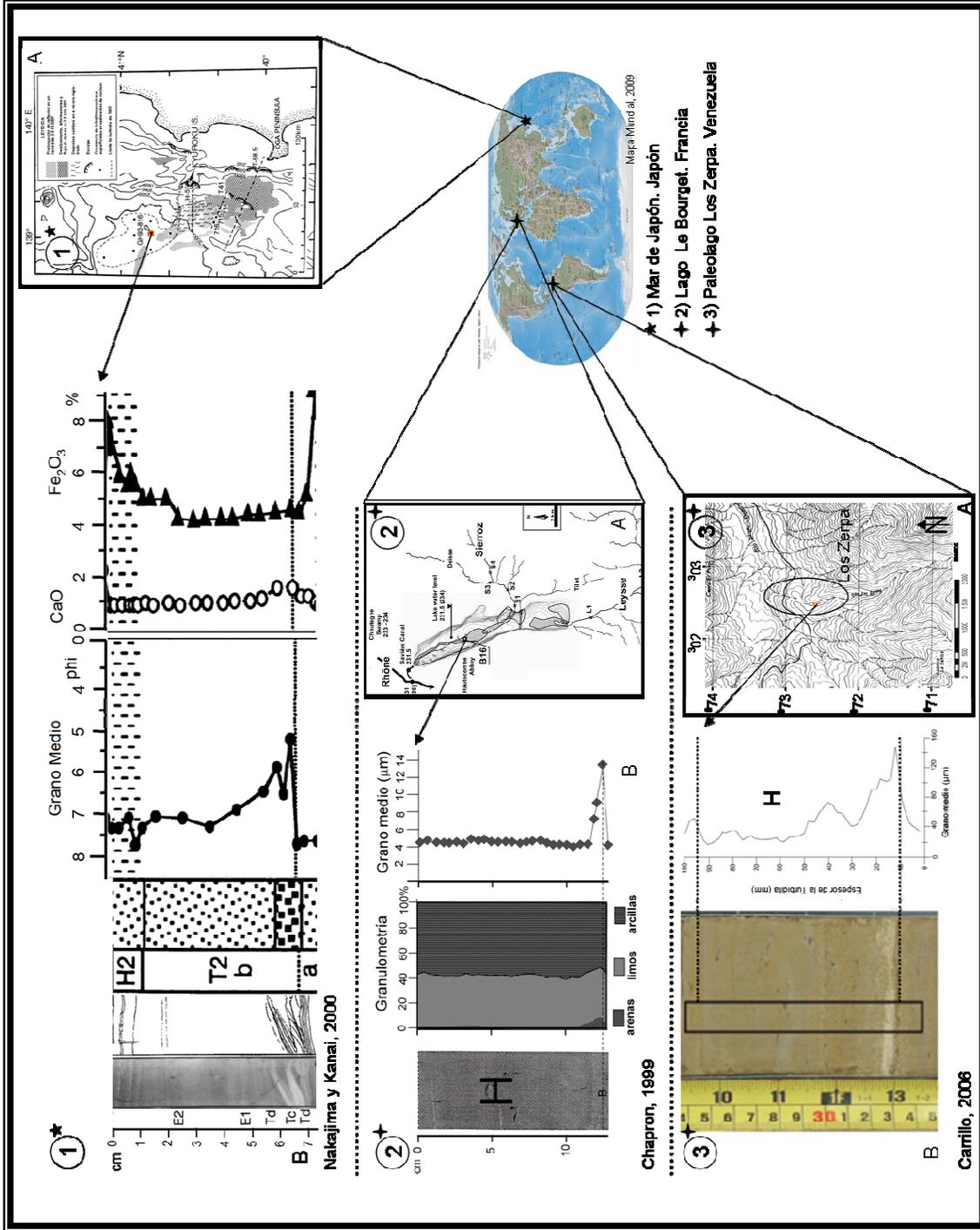


Figura 12.- Características texturales y composicionales de sismoturbiditas identificadas en diferentes partes del mundo. En la imagen se muestran ejemplos de estudios realizados en (1) el Mar de Japón, Japón; (2) Lago Le Bourget, Francia; y como estudio local, el realizado en (3) Los Zerpa, Venezuela. Las zonas en estudio (A), se ubican en márgenes tectónicos activos, donde se ha demostrado la ocurrencia de sismo; en los dos primeros estudios las sismoturbiditas son relacionadas a sismos históricos, a través de datación. Las características físicas, como distribución de tamaño de grano (B) contribuyen a identificar la facies de la homogenita; el estudio realizado por Nakajima y Kanai, (2000), muestra adicionalmente las características composicionales.



la homogenita es considerada, como una facies diferente a las ya mencionadas y las denominan “hemipelagitas”, que presentan altas concentraciones relativas de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  (fig. 12. 2.B). Ellos correlacionan los depósitos turbidíticos identificados con sismos relativamente recientes, por medio de la datación a través de la determinación de los isotopos de  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{137}\text{Cs}$ , y las relaciona con el sismo de 1983. En el Mar de Marmara, al noroeste de Turkia, Beck *et al.* (2008), identificaron una sismoturbidita caracterizada por presentar una base, constituida por arenas gruesa, suprayacente a ésta y en contacto abrupto, idéntica la facies de la homogenita, representada por sedimentos de grano fino. Los datos de granulometría y susceptibilidad magnética relativamente constantes, en conjunto con la falta de cambios verticales, permitieron indentificar la homogenita, en contraste con la base de arenas gruesas que reporta fluctuaciones. Características similares fueron reportadas, en el Lago Icalma, Chile, en el estudio realizado por Bertrand *et al.* (2008); donde reportan arenas gruesas en la base y hacia el tope la facies de la homogenita.

Relativo a este estudio Carrillo (2006), identificó sismoturbiditas en el Paleolago Los Zerpa, estado Mérida, Venezuela (fig. 12. 3.A); en una región sísmica, influenciada por una de las trazas activas del sistema de falla de Boconó. Los datos de granulometría (fig. 12. 3.B) y susceptibilidad magnética, permitieron identificar una base depositada por tracción, caracterizada por arenas de media a gruesa, facies transicionales y la facies de la homogenita, el proceso de depositación se demostró a través de los gráficos de clasificación en función a la asimetría.

En resumen, las sismoturbiditas se caracterizan por presentar una distribución estadística bimodal (Shiki *et al.*, 2000). Éstas están constituidas por fracciones de tamaño de grano tipo arena, en contacto gradacional o no, con una capa de granulometría limo-arcilla (homogenita). En éstas es posible visualizar gradaciones normales o inversas y discontinuidad en la distribución del tamaño de grano, es decir, fluctuaciones (Chapron, 1999; Shiki *et al.*, 2000; Nakajima y Kanai, 2000).

Otro rasgo resaltante es la presencia de estructuras sedimentarias truncadas (Audemard *et al.*, 1991; y Chapron, 1999; Wels *et al.*, 1999; Shiki *et al.*, 2000; Nakajima y Kimura, 2000; Carrillo, 2006; Bertrand *et al.*, 2008); por otra parte, en sedimentos litificados, se han identificado la presencia de capas amalgamadas de arenisca, producto de subsecuentes corrientes de turbidez generadas por el sismo (Shiki *et al.*, 2000; Nakajima y Kimura, 2000). En lo relativo a la fuente, esta puede ser variable.



Una facies que es indicativa de la generación de corrientes de turbidez por actividad sísmica, es la presencia de homogénita.

### **3.1.1.- Facies de la homogénita en secuencias sismoturbidíticas**

Esta fue descrita y definida por primera vez por Kasten y Cita, (1981) y sustentado por Sturm *et al.* (1995), (citado en Shiki *et al.*, 2000), siendo denominadas de esta manera por presentar una distribución textural, bastante uniforme o homogénea (fig. 12; imagen 1.B, 2.B y 3.B).

En este sentido, las homogénitas se caracterizan por estar constituidas de fracciones tipo limo-arcilla con predominio del segundo, por lo que desde el punto de vista estadístico presentan distribuciones unimodales (Shiki *et al.*, 2000; Bertrand *et al.*, 2008).

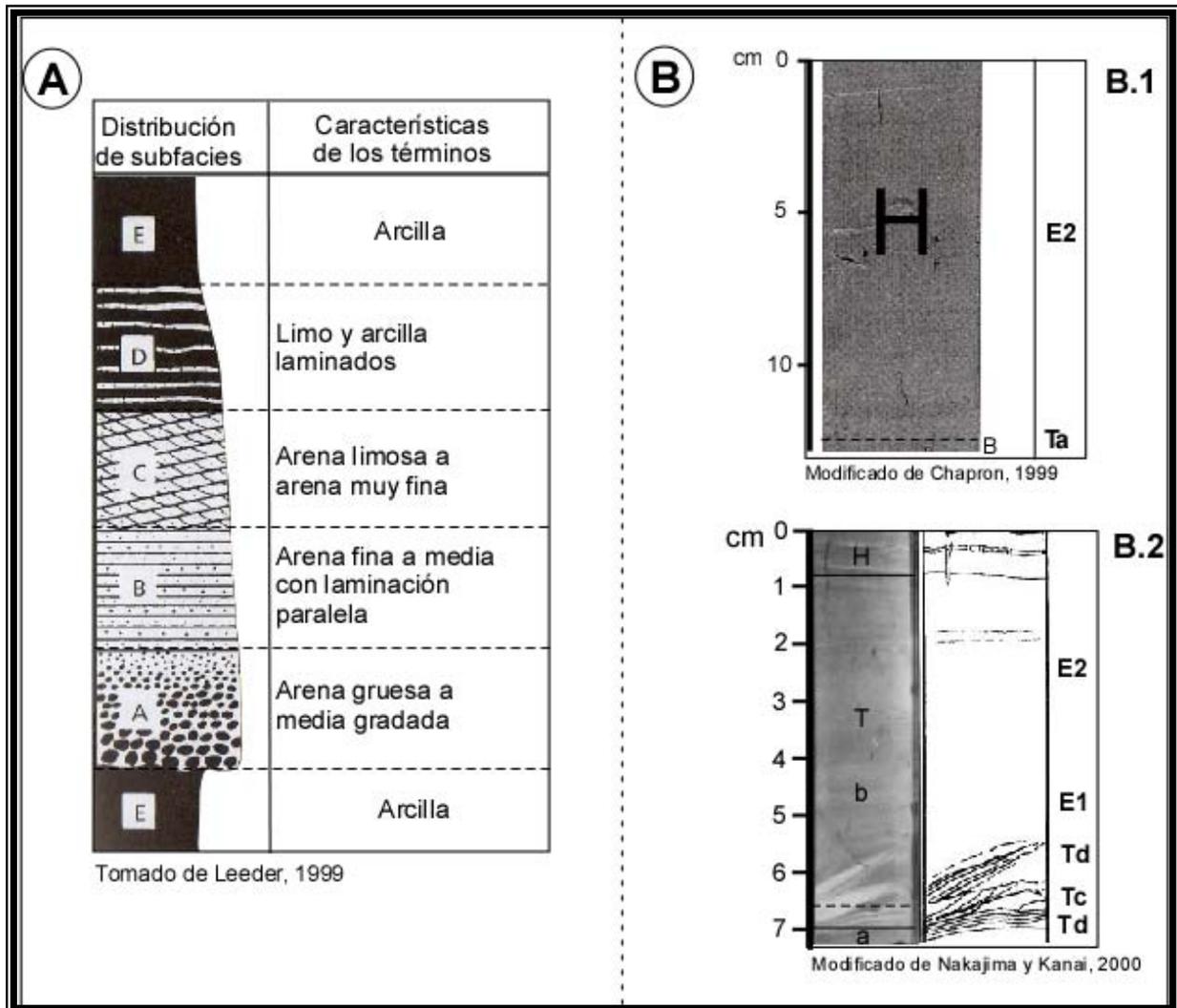
Estas no suelen presentar estructuras sedimentarias, siendo indicativo del mecanismo de depositación por gravedad, que es inducido por aumento de la densidad de la capa constituida por las arcillas floculadas.

Por otro lado, el contacto entre esta facies y la facies de arena puede ser gradacional o abrupto; en algunas secuencias se ha observado la presencia de arenas gruesas en la base (Bertrand *et al.* 2008), en otras esta gradación no es tan notable (Shiki *et al.*, 2000; Nakajima y Nakai, 2000) y en unas son inexistentes o no identificadas (Shiki *et al.*, 2000; Carrillo, 2006).

En base a esto, puede hacerse una comparación con la secuencia turbidítica de referencia o normal (secuencia Bouma) y la secuencia de la sismoturbiditas.

### **3.2.- Comparación secuencial entre las sismoturbiditas y la secuencia Bouma**

La secuencia Bouma (Bouma, 1962. Tomado de Bouma y Brouwers, 1964), es considerada la secuencia turbidítica ideal, sin embargo, se ha demostrado que es poco probable que una secuencia presente todos los términos que constituyen las diferentes facies. Esta secuencia es considerada, como referencia (fig. 13; A), por lo cual a continuación se hace una comparación entre ésta y la secuencia propia de las sismoturbiditas, basándose en las características previamente descritas (fig. 13; B1 y B2).



**Figura 13.-** Comparación secuencial entre la secuencia Bouma y dos ejemplos de sismoturbiditas. (A) Tabla esquemática de la secuencia Bouma, donde se muestran los términos constituyentes de esta secuencia, cuya depositación es producto de un solo evento y proceso (Leeder, 1999). (B) Sismoturbiditas donde se muestran los términos constituyentes, para la sismoturbidita estudiada por Chapron, (1999) en el lago Le Bourguet, Francia; y aquella estudiada por Nakajima y Kanai, (2000), Mar de Japón, Japón.

En función de las características de las sismoturbiditas y rasgo identificados; diversos autores (ej.: Wells *et al.*, 1999; Shiki *et al.*, 2000; Nakajima y Nakai, 2000), han comparado dicha secuencia con una secuencia normal, estableciendo la secuencia Bouma como referencia.

De esta manera, se ha determinando que en las secuencias de sismoturbiditas son identificables de manera contundente lo términos C y D, de la secuencia Bouma (ej.: secuencia Bouma, Ta, Tb, Tc, Td y Te). De esta manera, es variable la identificación de los términos A, B y/o C.



Shiki *et al.* (2000), compararon las características distintivas entre las sismoturbiditas y las consideradas turbiditas no sísmicas; para esto utilizaron como principales criterios, la presencia de estructuras sedimentarias, variación del tamaño de grano, variaciones en la composición, fuente e inferencia de los procesos depositacionales. La diferencia entre las características mencionadas, dan argumento suficientes para establecer que son notablemente diferentes (tabla 1).

**Tabla 1.** – Comparación de los rasgos característicos propios de las sismoturbiditas con turbiditas de origen no sísmico, que están representadas por la secuencia Bouma (Modificado de Nakajima y Kanai, 2000)

	Turbidita no sísmica	Sismoturbidita
<b>Estructuras sedimentarias</b>	Capa única, secuencia Bouma	Capas amalgamadas, secuencias irregulares o incompletas
<b>Variación en el tamaño de grano</b>	Gradación normal, de base a tope	Gradación normal, gradación inversa, discontinuidad en la distribución del tamaño de grano en la secuencia
<b>Variación en la composición</b>	Composición uniforme entre capas, cambios continuos dentro de la capa	Composición variable entre capas, cambios mas o menos abruptos dentro de la capa
<b>Fuente</b>	Una sola fuente	Fuentes múltiples
<b>Proceso de depositación inferido</b>	Depositación única, producto de una disminución en la corriente de turbidez	Depositación producto de una serie de corrientes de turbidez sostenidas o de tipo surgente, proveniente de fuentes similares o diferentes
<b>Terminos</b>	Presenta todos los terminos característicos de la secuencia Bouma: Ta, Tb, Tc, Td, Te (Descrita por Bouma and Bouma., 1962)	Solo presenta dos terminos: Tc y Td. Otros terminos como Ta, Tb y/o Tc, son variables.

De acuerdo a que el objetivo principal del estudio es el análisis geoquímico, teniendo en mente la dinámica de sedimentación y las condiciones propias de ambiente de alta energía, se desarrolla dentro del contexto las nociones de quimioestratigrafía. De esta manera, estableciendo dichas condiciones y de acuerdo a lo desarrollado a la brevedad, es posible inferir las distribuciones elementales.



## 4.- Nociones de Quimioestratigrafía

Debido a que la quimioestratigrafía en conjunto con la litoestratigrafía, constituyen las herramientas a emplear en este trabajo especial de grado, siendo la primera de mayor preponderancia, es de interés profundizar el conocimiento de la misma, haciendo énfasis en los conceptos básicos y las características usadas para definir quimiofacies.

### 4.1.- Quimioestratigrafía

La quimioestratigrafía de secuencias sedimentarias, se define como la rama de la estratigrafía que se ocupa del estudio e interpretación de la composición química de las rocas sedimentarias representadas en las secciones estratigráficas (Torres, 1994). Esta involucra el estudio de la distribución vertical y lateral de los elementos mayoritarios, minoritarios, traza, relaciones elementales e isotópicas; para la caracterización geoquímica y subdivisión de secuencias sedimentarias dentro de unidades geoquímicamente distintas y la correlación de estratos en basamentos sedimentarios (Das, 1997).

En base a los cambios bruscos, en la distribución de varios atributos químicos que presentan connotaciones geoquímicas, se delimitan zonas geoquímicas distintivas denominadas quimiofacies.

La geoquímica sedimentaria suministra información para la interpretación genética de los materiales y para comparaciones (correlaciones) con otras secciones estratigráficas, usando como herramienta las distintas firmas geoquímicas de las rocas.

La correlación quimioestratigráfica es particularmente aplicable a secuencias que tienen control bioestratigráfico muy pobre o poco espesor, secuencias depositadas rápidamente que no pueden ser subdivididas por datos bioestratigráficos, así como también, se emplea en secuencias que tienen control estructural complejo, cuya ocurrencia no permite una fácil descripción, interpretación y relación con secuencias anexas a la misma. Otra aplicación de la quimioestratigrafía, se refiere a que ésta puede reducir la ambigüedad y la incertidumbre frecuentemente asociada con la mayoría de los métodos tradicionales de correlación, tales como, litoestratigrafía, bioestratigrafía y geofísica (Das, 1997; Pearce *et al.*, 1999).



Los elementos más apropiados para la correlación geoquímica en secuencias sedimentarias, son aquellos que tienen:

- Afinidad mineralógica simple
- Participación limitada o no en la actividad diagenética
- Alta concentración en minerales refractores

Una lista de elementos mayoritarios y traza comúnmente usados para proponer correlaciones quimioestratigráficas son los siguientes:

**Elementos mayoritarios:** Si, Ti, Fe, Al, Mg, Ca, Na, K, Mn, P y S.

**Elementos traza:** Li, Cs, Ba, Rb, Sr, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, Cr, U, V, Th, W, Ga, Zr, Hf, Nb, Sn, Ta, B, Bi, As, Y, Sc.

**Elementos de las tierras raras (REEs):** La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu.

Estos elementos presentan atributos químicos, cuya presencia los relaciona con el medio de sedimentación y los procesos que se dieron durante la misma.

#### **4.1.1.- Atributos químicos y su aplicación como indicadores**

Los atributos químicos son elementos o variables químicas, cuya distribución y cambios o inflexiones son interpretados a lo largo de la secuencia. De esta manera, cada elemento, indica un determinado proceso sedimentario, que es relacionado con el ambiente de sedimentación, según lo establecido por varios autores (tabla 2).

**Tabla 2.** – Atributos químicos comúnmente utilizados en quimioestratigrafía

Atributos Químicos	Indicadores	Referencia
Al, Nb, Zr, Y y Ti	<b>Proveniencia y Marco Tectónico</b>	Pearce <i>et al.</i> (1999) Dinelli <i>et al.</i> (1999)
Cr, Zr, Rb y Sr		
Ta, Th, U, Hf, Rb, Cs y Sn		
Cr, V, Ni, La, Zr, Y, Ba, Sc, Rb, Sr, Nb y otros		
Rb, Sr, Hf, Th, U, Nd, La, Th, Ba, Sc, Co y Cr		
La, Lu, Th, Y, Zr y Hf		
Mo, V, Mn y Fe	<b>Condiciones Redox</b>	Yarincik <i>et al.</i> (2000b)
Mo, U, V, Zn, Ni, Fe, S y COT		Triovilar <i>et al.</i> 2006
Mo, C, S, V, Ni y Fe		Rimmer (2004)
Al, K, Cs y Rb	<b>Paleoclimáticos</b>	Pearce <i>et al.</i> (1999)
K, Al, Ti		Yarincik <i>et al.</i> (2000 <sup>a</sup> )



El mayor interés se centra en aquellos elementos que permitan delimitar conjuntos de estratos de una sección estratigráfica caracterizados por su composición, que puedan ser correlacionados con secciones próximas (Torres, 1994).

La determinación de estos elementos se hace a partir de espectrofotometría de absorción atómica (AAS), microsonda en microscopía electrónica, espectrofotometría de llama, fluorescencia de rayos X (XRF), y espectrometría de plasma (ICP), cuyos resultados se expresan en ppm o ppb (Torres, 1994). El estudio de estos elementos permite determinar zonaciones quimioestratigráficas. Estas zonaciones pueden constituir una herramienta de correlación.

En este sentido, se establece que el conjunto de valores de los elementos trazas están influenciados por la procedencia, grado de alteración, grado de selección de la roca, incluyendo los factores paleoclimáticos y eventos puntuales en el tiempo geológico.

Las concentraciones más altas de elementos traza son encontradas en sedimentos y rocas arcillosas. En éstos, los elementos más importantes son las tierras raras.

#### 4.1.1.1.- Elementos traza y minoritarios

Los elementos trazas son elementos muy útiles para la geoquímica de sedimentos. En rocas clásticas, el factor que controla de manera significativa los valores de estos elementos, es el origen de los sedimentos (procedencia). Las modificaciones por meteorización son escasas o nulas para algunos elementos, ya que son inmóviles tanto a bajas temperaturas, como bajo diferentes condiciones del ambiente de sedimentación (tabla 2), y por lo tanto, también son de gran importancia en la determinación del material parental.

En este sentido, las relaciones de estos elementos, no son afectadas por los procesos de diagénesis y/o metamorfismo; por lo tanto, son transportados en las componentes terrígenas de un sedimento reflejando la geoquímica del área fuente (Cullers, 1999; Dinelli, 1999), de allí su importancia. Las sucesiones arcillosas tienen mayor contenido de tierras raras comparativamente, por ello son utilizadas por muchos autores para determinar procedencia y procesos sedimentarios asociados (Banner, 2004).

Por otra parte, algunos elementos, como: Fe, Mn, Pb y a veces el Cr son móviles durante la diagénesis. Cs, Rb y Ba son elementos poco móviles. El Sr es lixiviable. Elementos inmóviles



como Zr, Hf y Sn son distribuidos mecánicamente y controlados por la concentración de minerales pesados (tabla 3).

En la misma connotación, según lo establecido por Jarvis *et al.* (1998), muchos elementos, (Cu, Fe, Mn, Ni, S, Sb, Se, Tl, U, V, y Zn; tomado de Thomson *et al.* 1993, Cap. 32, mismo volumen) son reorganizados y redistribuidos en respuesta a los cambios de condiciones redox. En el caso de las modificaciones de las condiciones del sistema, generados por los procesos de sedimentación, como los propiciados por corrientes de turbidez, ocurre un cambio en las condiciones de oxido-reducción en la columna de agua debido a la difusión de oxígeno dentro de los sedimentos que yacen en el fondo.

Desde otro punto de vista, este hecho es importante para notar que otros elementos, particularmente Si, Ti, Al, Mg, K, y Zr; parecen no ser afectados por estos procesos, por lo cual sus relaciones son frecuentemente empleadas para realizar inferencias en cuanto a la proveniencia de los sedimentos. En el caso del Al, este es empleado para la normalización de concentraciones elementales en función al patrón, para examinar el grado de enriquecimiento de un elemento en sedimentos y rocas sedimentarias detríticas (Tribovillard *et al.*, 2006).

De igual forma, las relaciones entre el elementos traza y el aluminio (Al) o titanio (Ti); es comúnmente usados para verificar si el contenido de un elemento dado es controlado por paleoflujos de detritos (Pearce *et al.*, 1999), debido a que son predominantemente de origen detrítico y son elementos inmóviles (Tribovillard *et al.*, 2006).

Estas mismas aseveraciones, son sustentadas por Tribovillard *et al.*, (2006); quienes mencionan la importancia de algunos elementos minoritarios y trazas, principalmente los últimos, en la reconstrucción de condiciones de paleoproduktividad y paleoredox (Rimmer, 2004). De esta manera, a través de la determinación de la abundancia de algunos de estos elementos, en sedimentos y rocas sedimentarias es posible plantear una reconstrucción de las condiciones paleodepositacionales, relacionando los parámetros ambientales que controlan la distribución de los elementos trazas en ambientes sedimentarios antiguos y recientes.

En este contexto, los autores mencionan la importancia de la ciclicidad de elementos como el hierro (Fe) y el manganeso (Mn), en ambientes oxidantes e interfases óxico – subóxico en la columna de agua, donde la formación de los oxihidroxidos respectivos pueden propiciar la adsorción de los metales trazas de esta manera forma un reservorio potencialmente móvil en los



sedimentos, pudiendo retornar a la columna de agua o constituir una fase mineral autigenica, todo dependiendo de la historia redox del ambiente de sedimentación.

Los resultados obtenidos, a partir de la determinación de los atributos químicos en las muestras son correlacionados e interpretados a través de la realización de gráficos, los cuales serán expuestos a continuación.

**Tabla 3.** – Movilidad relativa de los elementos en ambientes de meteorización, basado en tablas fisicoquímicas de movilidad elemental en función al pH del medio (modificado del R. L. Mitchell, 1955. Tomado de Guías de estudio de la cátedra de suelos (2006), elaborada por Prof. Ana Gann)

Movilidad relativa	Condiciones Ambientales			
	Oxidante	Ácidas	Neutras a Alcalinas	Reductores
<b>Muy alta</b>	Cl, I, Br, S, B	Cl, I, Br, S, B	Cl, I, Br, S, B, Mo, V, U, Se, Re	Cl, I, Br
<b>Alta</b>	Mo, V, U, Se, Re, Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra, Zn	Mo, V, U, Se, Re, Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra, Zn, Cu, Co, Ni, Mg, Ag, Au	Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra	Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra
<b>Media</b>	Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au, As, Cd	As, Cd	As, Cd	
<b>Baja</b>	Si, P, K, Pb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Tl, Li	Si, P, K, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Tl, Fe, Mn	Si, P, K, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Tl, Fe, Mn	Si, P, K, Fe, Mn
<b>Muy baja a inmóvil</b>	Fe, Mn, Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, Tierras raras	Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, Tierras raras	Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, Tierras raras, Zn, Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au	Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, Tierras raras, S, B, Mo, V, U, Se, Re, Zn, Co, Cu, Ni, Hg, Ag, Au, As, Cd, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Tl



#### **4.1.2.- Interpretación gráfica de atributos químicos**

Debido a que la quimioestratigrafía, se basa en la caracterización geoquímica de secuencias sedimentarias mediante la variación en la concentración de elementos mayoritarios, minoritarios y traza, sus relaciones elementales o isótopos específicos; estos datos son utilizados, para realizar inferencias y correlaciones estratigráficas en base a variaciones de los valores obtenidos.

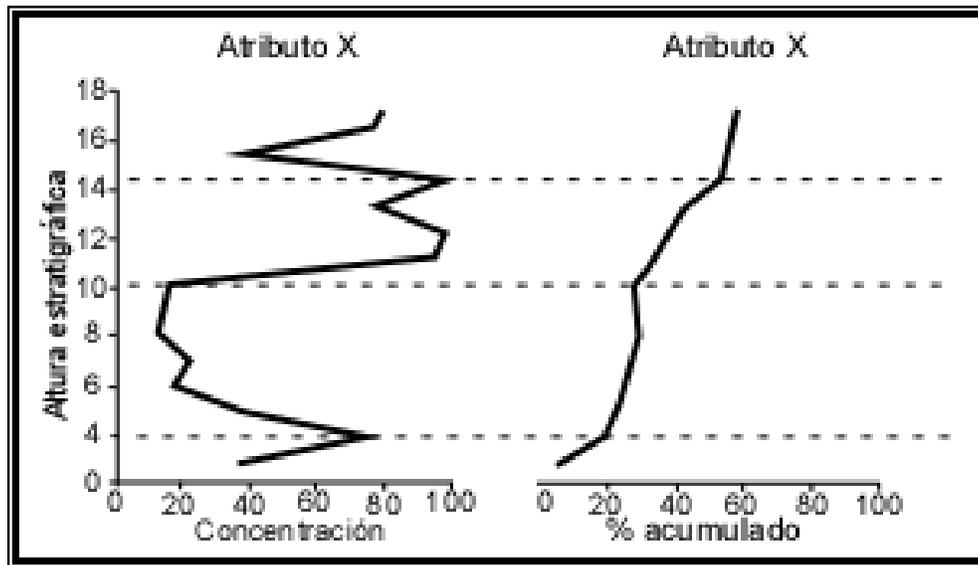
La manera más sencilla, de llevar a cabo la interpretación de dichos valores, es a través de la elaboración de gráficos, específicamente perfiles de concentración de los elementos y curvas de acumulación porcentual.

##### **4.1.2.1.- Perfiles quimioestratigráficos**

Esta es una de las herramientas gráficas más empleadas en estudios quimioestratigráficos, las cuales aportan información de relevancia al momento de realizar la interpretación de los datos generados.

Estos son elaborados a partir de la graficación del atributo químico en función a la altura de la secuencia estratigráfica evaluada; de esta manera los cambios o inflexiones en la tendencia de la curva, pueden estar delimitando quimiofacies (fig. 14). Dichos límites indican cambios en la distribución elemental, siendo crecientes, decrecientes o constantes a lo largo de la secuencia. Estas variaciones pueden estar vinculadas a cambios en el aporte sedimentario, condiciones fisicoquímicas del medio o variaciones generales en los procesos de sedimentación (ya sean graduales o eventuales). En base a esto, es posible que la delimitación de las unidades quimioestratigráficas coincidan con los límites litológicos; sin embargo según lo establecido por Pearce *et al.* (1999), esto puede que no ocurra.

Los perfiles de los elementos discretos (fig. 14) o expresados como óxidos, es un indicativo del tipo de litología; esto se debe a que la composición litológica de un estrato en una secuencia cualquiera determina la composición química del mismo, por lo cual ambos son directamente proporcionales (Martínez, 2000c).



**Figura 14.** – Ejemplo de perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual (modificado de De Abreu, 2005).

A pesar de ser posible llevar a cabo la graficación, de gran parte de los elementos determinados, solo algunos proporcionan información importante, estos son denominados marcadores quimioestratigráficos o quimiomarcadores (Martínez, 2000c). Estos marcadores, son establecidos a partir de cualquier atributo químico definido, procedente de los datos, por lo cual no están limitados a un elemento o relación elemental. De esta manera, de acuerdo a la finalidad del estudio, pueden designarse atributos específicos, muchos son los autores (ej.: Reaguetti, 2001; Piovano *et al.*, 2004; Martínez, 2000c) que han denotado la importancia de este hecho; por lo tanto se numeran algunos atributos evaluados:

1. Relaciones isotópicas de O, C, Sr y S
2. Concentraciones de elementos mayoritarios crudo o expresado como sus respectivos óxidos
3. Distribución vertical de algunas relaciones interelementales, como: Cr/Zr, Zn/Sc, Sc/Zr
4. Concentración de elementos minoritarios y trazas, como: Cr, Mn, V, Tierra raras, entre otros
5. Combinaciones matemáticas
6. Factores y conglomerados estadísticos



El solapamiento de toda esta información suministrada, en la cual se observan controles geoquímicos notables, reflejan tendencias que pueden indicar patrones en el comportamiento de los elementos relacionados a condiciones paleodepositacionales o paleoambiente. En estas situaciones, es factible la aplicación de relaciones interelementales, para compensar el efecto de dilución de algunos elementos en la matriz mineral y hacer comparaciones entre unidades litológicas distintas, de una misma secuencia (Pearce *et al.*, 1999).

En otros casos, estos cambios pueden estar asociados a la naturaleza del muestreo o heterogeneidad de las muestras, hecho que será tratado en otra sección. Otra herramienta gráfica empleada en conjunto con los perfiles quimioestratigráficos, son las denominadas curvas de acumulación porcentual, las cuales se indican a continuación.

#### 4.1.2.2.- Curvas de acumulación porcentual

La realización de estos gráficos, se hace paulatinamente con la construcción de los perfiles quimioestratigráficos. A diferencia de los segundos, estas curvas se construyen graficando la acumulación porcentual de cada elemento o atributo determinado y seleccionado según el objeto del estudio, en relación a la altura estratigráfica. Esto con el fin de dilucidar si las inflexiones identificadas a partir de los perfiles, son marcadas (fig. 14).

La interpretación de estas curvas se enfoca en la identificación de inflexiones de la curva acumulada; cuyo cambio puede estar asociado a procesos tectónicos, geológicos o geoquímicos, principalmente cuando varios atributos muestran el mismo patrón, ya que esto establece el límite entre dos quimiofacies.

Desde otro enfoque, al realizar las interpretaciones de los datos es importante tener en cuenta, tanto la densidad como el tipo de muestreo. Este es un factor, que delimita la resolución quimioestratigráfica. Por esta razón, y considerando que en el presente estudio se llevará a cabo quimioestratigrafía de alta resolución; se trata desde un punto de vista general como una sección aparte.



#### **4.1.3.- Influencia del muestreo en la realización de quimioestratigrafía de alta resolución**

En la mayoría de los trabajos donde se aplica la quimioestratigrafía, la densidad del muestreo está delimitada por la finalidad del estudio y depende de la escala, a la cual se lleva a cabo el mismo. Generalmente la escala, es establecida tanto por el alcance de éste, como las dimensiones de la secuencia y el área.

En función a esto, se establece que la frecuencia del muestreo determina la resolución quimioestratigrafica. De esta manera, un perfil quimioestratigráfico es más definido a medida que se cuenta con un número mayor de muestras, el cual debe ser finito, y con un intervalo de muestreo dentro de la secuencia, adecuado para los fines del estudio a realizar (Martínez, 2000c).

El muestreo dentro de la quimioestratigrafía, sigue tres patrones básicos: muestreo limitado por la litología que delimita tipos de rocas o sedimentos diferentes en una secuencia sedimentaria. En este caso específico, se selecciona una facies característica e identificada según la distribución de tamaño de grano (facies de sismoturbiditas) o de la composición; el muestreo sistemático se basa en la distancia intermuestral definida de antemano y establecida por la resolución quimioestratigrafica necesaria. Este tipo de muestreo no queda supeditado a la litología, sino que se realiza según un cierto intervalo de toma de muestra y por último, el muestreo al azar o irregular que no tiene un patrón de muestreo preferencial, ni un número de muestra definido, pero es el más apto desde el punto de vista estadístico para los análisis, ya que el muestreo es aleatorio (Martínez, 2000c)

En el marco de los análisis estadísticos y su importancia para la deliberación e influencia del tratamiento de los datos, donde se involucra tanto la etapa de muestreo como la realización de los análisis elementales, se expone a continuación, el tratamiento estadístico a ser aplicado a los datos generados, para la posterior delimitación y construcción de los gráficos previamente explicados.

#### **4.2.- Estadística**

Durante la realización de los estudios quimioestratigráficos, se genera una matriz amplia de datos, de acuerdo al número de muestras y número de atributos a evaluar por cada una de ellas. Por esta razón, se hace necesaria la aplicación de herramientas estadísticas para su tratamiento y posterior interpretación geoquímica, además de los métodos de representación

gráfica antes mencionados, elaborados con el fin de establecer límites entre quimiofacies, en una secuencia sedimentaria.

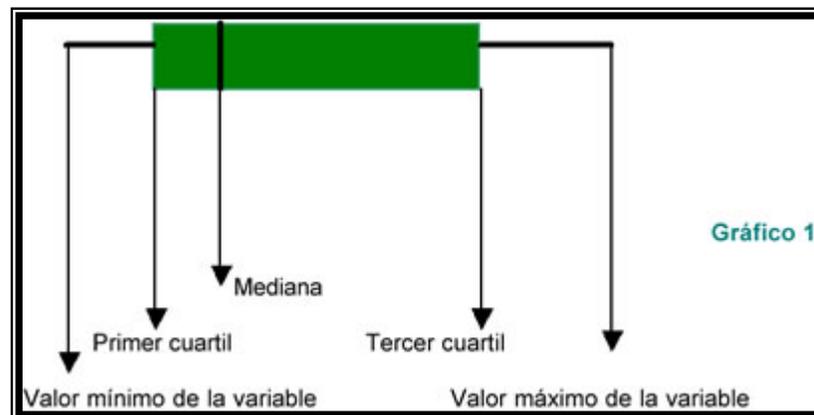
Son dos los tipos de herramientas estadísticas a considerar, la estadística descriptiva y la estadística multivariada.

#### 4.2.1. - Estadística descriptiva

La estadística descriptiva estudia la distribución de datos de una población, para así obtener una idea de la tendencia que adoptan los mismos, lo que puede ser hacia valores altos, intermedios o bajos.

Uno de los aspectos a considerar en este análisis estadístico es el análisis exploratorio de datos (AED), el cual incluye la utilización de una serie de herramientas gráficas que permiten visualizar el comportamiento de una determinada variable, identificar y localizar la mediana de la muestra, el grado de dispersión de los datos centrales (cuartiles), valores anómalos y detectar patrones de distribución a partir de un determinado grupo de datos.

La principal herramienta de esta técnica, es la denominada **Caja Gráfica** (*Box-Plot*), que no es más que una representación gráfica que permite visualizar la mediana, los cuartiles y los datos anómalos dentro de una matriz de datos, de forma rápida y sencilla (Reiman y Filzmoser, 1999) (fig. 15)



**Figura 15.** – Parámetros estadísticos a partir de los cuales se construyen los gráficos de caja y “bigote” durante el análisis de los datos, a través de la estadística descriptiva.



Este análisis, se realiza elaborando gráficos como los histogramas los cuales permiten diferenciar grupos de datos, hecho que también se logra con los gráficos mencionados con anticipación. Su construcción, se hace a través de paquetes estadísticos como *STATISTICA*.

Sin embargo, los estudios geoquímicos y geológicos se caracterizan por manejar una gran cantidad de variables, constituyendo así, lo que se conoce como una matriz de datos multivariada, (Davis, 1973). La estadística multivariada resulta ser la herramienta más adecuada para facilitar el manejo e interpretación de los mismos.

#### **4.2.2.- Estadística multivariable**

Los métodos de análisis multivariado, son herramientas frecuentemente empleadas para estudiar las relaciones existentes entre numerosas variables de una matriz de datos. Estos métodos permiten estudiar cambios simultáneos en algunos o todos los atributos, así como también en propiedades del sistema en consideración.

Existen distintos métodos de análisis estadístico multivariado, los cuales se clasifican en dos amplias categorías: métodos de clasificación o análisis de conglomerados o “*clustering*” (aproximación de carácter algebraico) y métodos de análisis de factores (aproximación geométrica) que incluyen, el análisis factorial, análisis de componentes principales, análisis discriminante, (Mellinger, 1987). Para efectos de este estudio, se define el primer término.

Análisis de conglomerados (“*cluster constrained*”): El análisis de agrupamiento o “*cluster*” es una técnica exploratoria estándar de clasificación numérica, que ordena los objetos en grupo, basado en el la búsqueda de patrones de comportamiento similar, entre las variables medidas, las cuales son consideradas simultáneamente. Este análisis busca el minimizar la varianza interna en los grupos y maximizar la varianza entre los mismos (Sneath y Sokal. 1973) (fig.16). Este tipo de análisis se realiza a través de paquetes estadísticos, como: MVSP 2000 y NCS 2000.

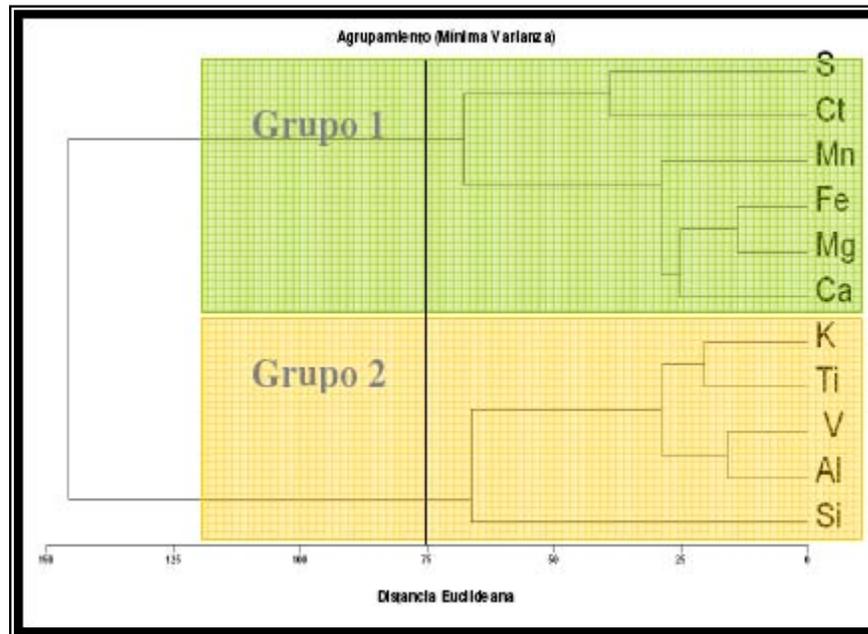


Figura 16. – Ejemplo de esquema de análisis “cluster”.

Análisis Factorial: Trabaja de forma exploratoria para conjuntos de datos muy grandes, teniendo como propósito principal, simplificar un sistema de numerosas variables, llevándolo a una forma más simple de comprender y manejar (Davis, 1973).

Análisis de Componentes Principales (ACP): En este se reemplazan las  $n$  variables originales por un conjunto mucho menor de nuevas variables que se conocen como componentes principales (CP). Esto es logrado a través de la obtención de autovectores y autovalores a partir de una matriz construida de varianza-covarianza con todos los atributos determinados (Davis, 1973).

Análisis Discriminante: El análisis discriminante encuentra un conjunto de combinaciones lineales de las variables, cuyos valores están tan cerca como sea posible dentro de los grupos y tan alejados como sea posible entre los grupos. Una función discriminante es una combinación lineal de las variables discriminantes (Mellinger, 1987).

## 5.- Marco Geológico

En este capítulo se discuten los principales aportes realizados por diversos autores al conocimiento de la geología del área de estudio y de sus alrededores.

Primeramente en la sección 5.1 se hace una compilación de la información referente a los grandes rasgos estructurales presentes en la región de Los Andes y áreas aledañas, así como también los principales accidentes tectónicos identificados en el área de estudio, con el fin de enmarcar luego la zona de estudio.

### 5.1.- Marco Geológico Regional

Los Andes de Mérida corresponden a una cadena montañosa intracontinental, formada por efecto de la colisión entre la placa Caribe y Suramericana, como resultado del empuje Paleógeno del Caribe y la inversión tectónica Neógena, durante la compresión andina.

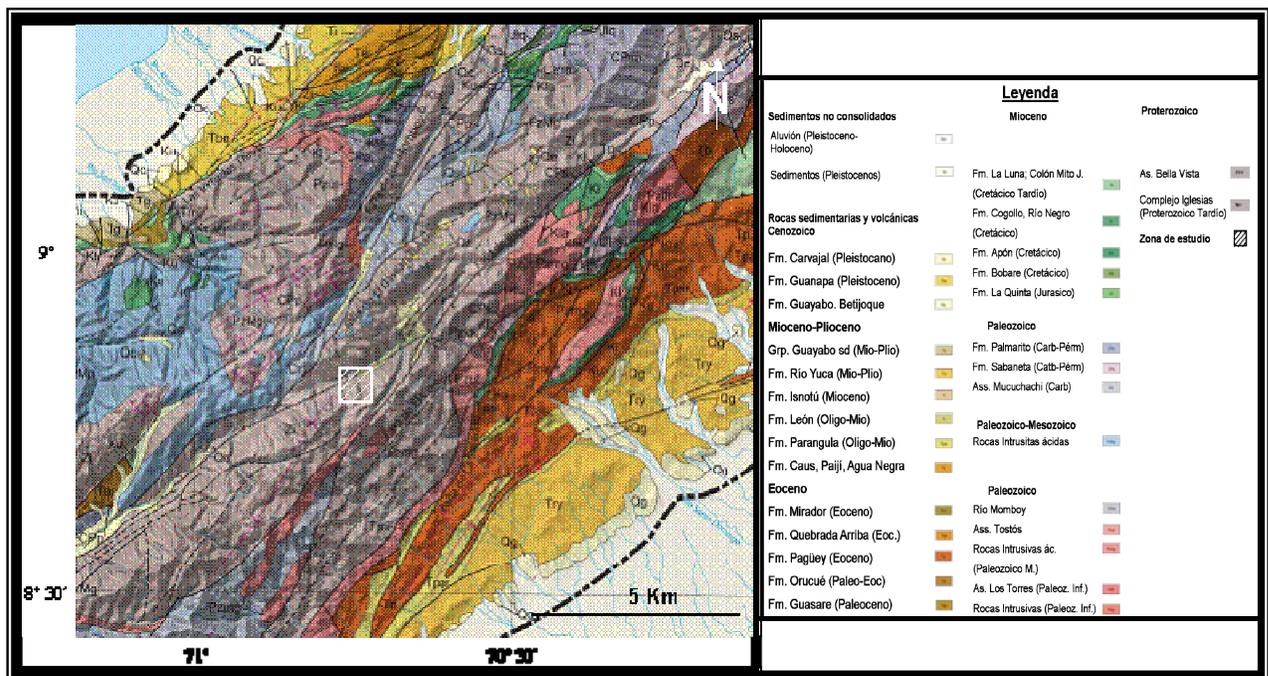


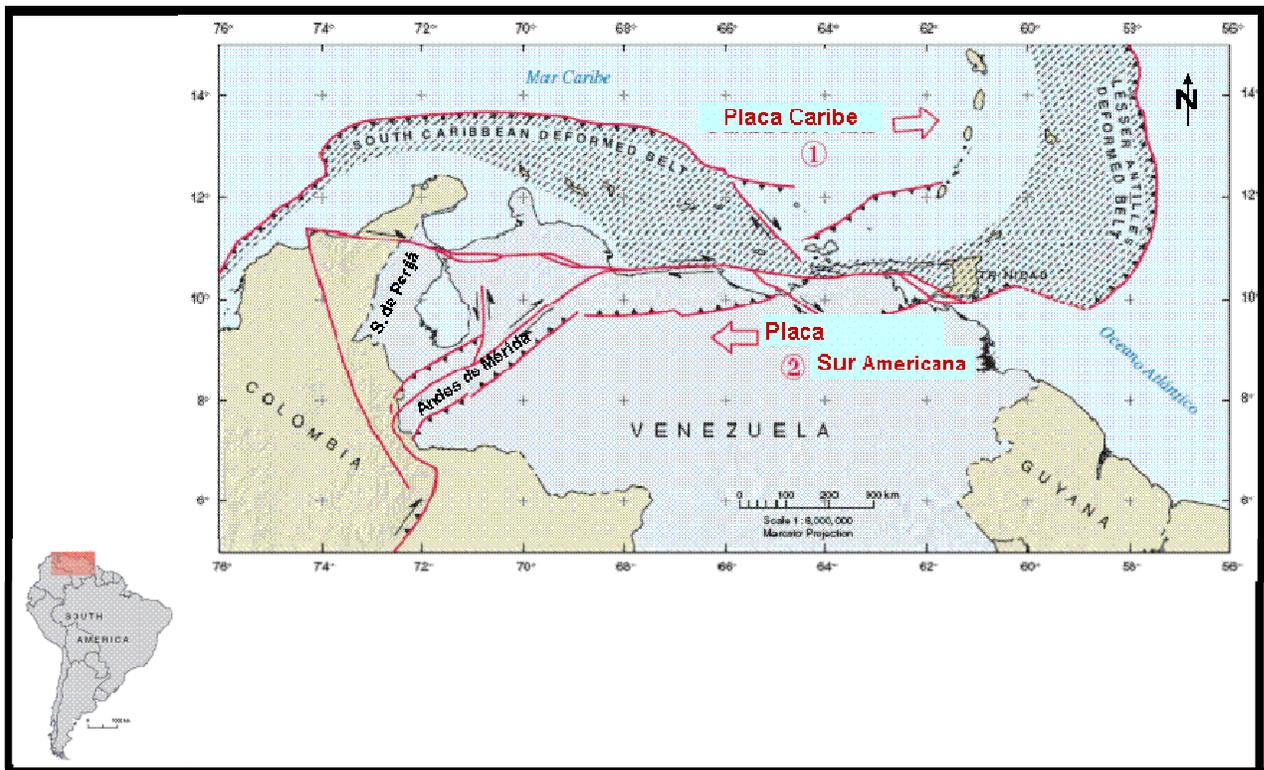
Figura 17. – Mapa geológico regional de los Andes de Mérida donde se señala el área de estudio. (Tomado del Mapa Geológico de Venezuela, Hackley *et al.*, 2006. Escala 1:25000. [Hoja 1:2])

La evolución geológica de los Andes de Mérida fue influenciada por la interacción tectónica, que dio a lugar una serie compleja de eventos cuyos registros más antiguos se asocian a

finales del Proterozoico e inicios de Paleozoico, cuando se consolida el basamento de la cordillera. Durante este periodo se produjeron eventos sedimentarios y tectónicos con influencia de eventos termales, que originaron la distribución de las unidades paleozoicas para la región (González de Juana *et al.*, 1980) (fig. 17).

Por otro parte, el último episodio de deformación que da origen a los Andes de Mérida actuales comenzó en el Oligoceno tardío, y aunque la mayor parte del acortamiento ocurrió durante el Mioceno, aún se observan características morfoestructurales producto de la deformación generada por la actividad tectónica, la cual es registrada por basculamiento de terrazas, mecanismos focales de sismos y datos de traza de fisión en apatitos.

Uno de los modelos que explica lo antes expuesto, fue presentado por Colletta *et al.* (1997), que interpreta a los Andes de Mérida como un cinturón orogénico transpresional intracratónico, desarrollado en respuesta a convergencia oblicua entre dos bloques litosféricos.



**Figura 18.** – Esquema de límites de placa en Venezuela. Tomado y modificado de USGS (Mapa de fallas cuaternarias en Venezuela, 2000).



### **5.1.1.- Principales accidentes tectónicos que afectan el área de estudio**

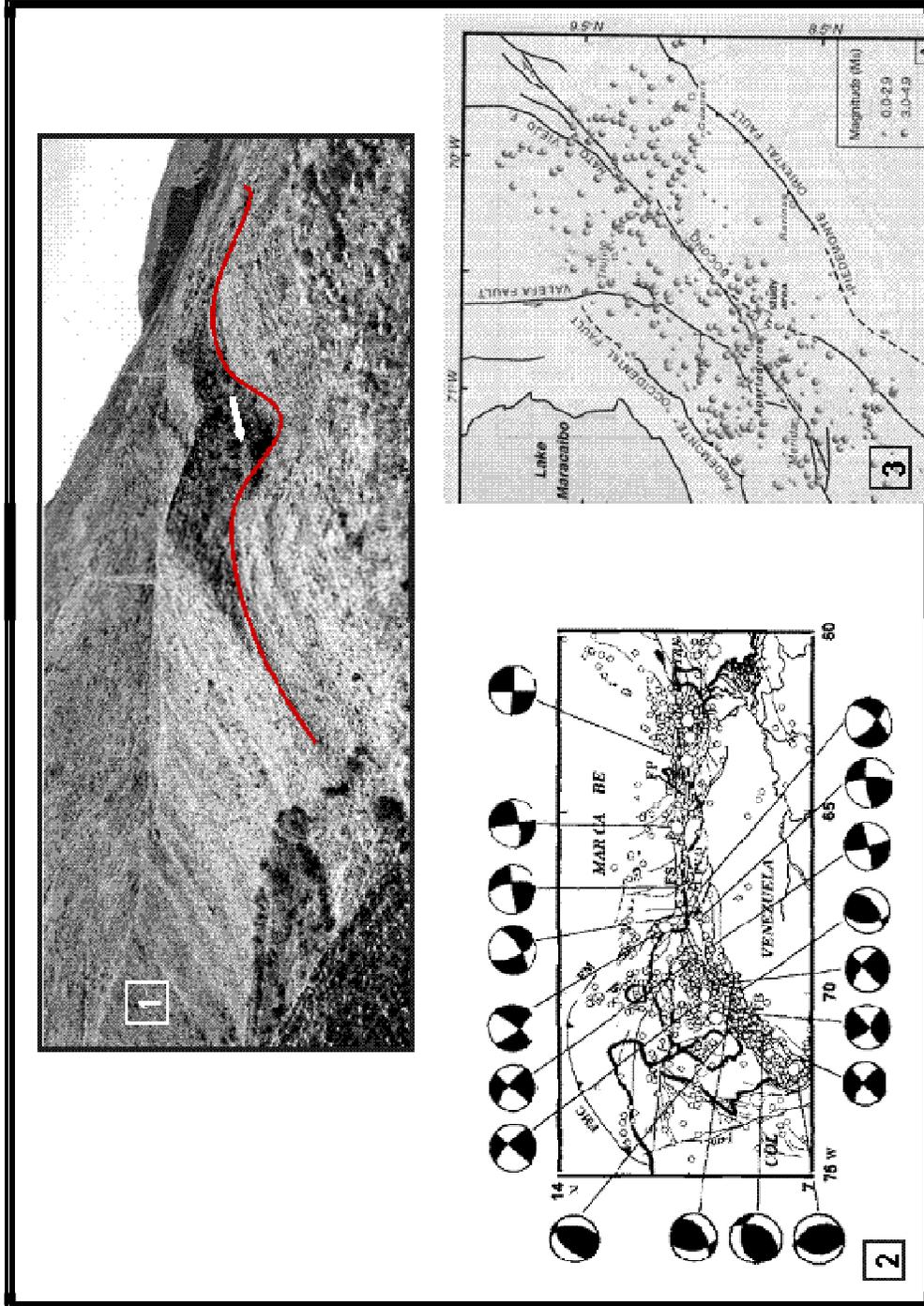
Los Andes venezolanos son un sistema alargado de bloques levantados, orientados aproximadamente en dirección NE-SO que separa las cuencas de Maracaibo y Apure-Barinas (fig.17). Están limitados, hacia el noroeste y sureste, por un importante sistema de corrimientos que son subparalelos al rumbo NO-SE de la falla rumbo-deslizante de Boconó (ej.: Rod, 1956; Giegengack y Graunch, 1972; Schubert, 1982; Audemard *et al.*, 1999; Audemard y Audemard, 2002), cuyo eje, ligeramente oblicuo al eje de la cordillera, se extiende por 500 km desde la depresión del Táchira, en la frontera colombo-venezolana, hasta Morón, en la costa occidental de Venezuela (Audemard *et al.*, 1999).

La tectónica rumbo-deslizante dextral, asociada a la falla de Boconó (lateral dextral) que absorbe la mayor parte del acortamiento cordillerano, se conjuga con las de fallas como río Momboy, Tuñame y Pueblo Llano, hacia los flancos; fallas inversas delimitan la cordillera, bajo una configuración de cuña orogénica de doble vergencia (Audemard, 1991).

#### **5.1.1.1.- Sistema de Fallas de Boconó**

Es la estructura geológica más importante de la cordillera de Mérida, extendiéndose a lo largo de ésta (Schubert y Vivas, 1993), la cual representa el extremo occidental del sistema de Falla Boconó-Morón-El Pilar. Esta zona de falla consiste en una faja de valles y depresiones tectónicas alineadas, con una extensión de 1-5 km (Schubert, 1982); donde se encuentran una serie de características geomorfológicas, propia de fallas dextrales (fig. 18), como: escarpes, trincheras, cuencas de tracción, depresiones o formación de cuencas, drenajes desplazados. La cantidad de valles alineados, a lo largo de la falla es una de las características más resaltantes que hace reconocible la falla, a través de imágenes de radar (SLAR) (Audemard *et al.*, 2002).

Esta es una falla activa, su desplazamiento es reflejado por el contraste litológico a través de ella, el cual ha tenido mayor repercusión en los depósitos glaciales pleistocenos, donde se observan morrenas desplazadas, tanto en la componente vertical como horizontal normal, esto comprueba su desplazamiento dextral. Lo anterior se debe a la formación de depósitos sinsedimentarios, durante períodos poco activos de la falla; es decir, la evolución sedimentaria ha sido influenciada por los cambios climáticos, entre periodos glaciares e interglaciares (Schubert, 1997; Audemard *et al.*, 1999; Audemard *et al.*, 2002).



**Figura 19.**— Evidencias de actividad y sismicidad en el sistema de Fallas de Boconó. 1) Ejemplo de evidencia de falla dextral con una componente normal en la morrena lateral del Pleistoceno Tardío en las Tapias (modificado de Audemard *et al.* 1999). 2) Epicentros (círculos), que representan la sismicidad localizada en Venezuela por el arreglo sismológico nacional durante el período 1983 - 1995. Los círculos mayores son eventos con magnitud mayor a 5. Las esferas son mecanismos focales sencillos y compuestos, reportados para la región. El significado de los demás símbolos se da en la figura (tomado de Pérez y Mendoza, 1983). 3) Mediciones instrumentales de la sismicidad en los Andes de Mérida (años 1983 - 1997); los círculos grandes representan sismos de magnitudes entre 3,0 - 4,9, los pequeños magnitudes entre 0,0 - 2,3 (tomado de Audemard *et al.* 1999).



La actividad de la falla ha sido estudiada extensivamente por varios autores, algunos previamente mencionados; esta se reconoce a través de características geomorfológicas (Schubert y Sifontes, 1970; Giegengack y Grauch, 1972; Schubert, 1981; Schubert, 1982; Audemard, 2002); además de esto a lo largo de toda su extensión han ocurrido sismos históricos (Schubert y Vivas, 1993; Audemard *et al.*, 1991; Audemard *et al.*, 1999), que son verificado a través de estudios paleosísmicos (Audemard *et al.*, 1999; Audemard *et al.*, 2002) y de sismicidad, observándose que el ochenta por ciento de la sismicidad somera instrumental del occidente del país a lo largo de la superficie principal de la falla de Boconó (Pérez y Mendoza, 1998).

A través de estudios paleosísmicos y estratigráficos, se han identificado secuencias sedimentarias características de este tipo de perturbaciones, desarrolladas previamente, las cuales fueron identificadas en diferentes localidades, como la cuenca de Apartaderos, donde Audemard *et al.* (2002), estudiaron zonas cuyas características geomorfológicas representan el desplazamiento rumbo deslizante dextral de la falla, el valle morrénico de la quebrada Los Zerpa y la Laguna de Mucubají, donde encontraron secuencias sedimentarias deformadas producto de deformaciones generadas por esfuerzos.

## 5.2.- Marco Geológico Local

El valle morrénico de la quebrada Los Zerpa, se ubica en la zona central de los Andes de Mérida, en el flanco norte de la sierra de Santo Domingo; más específicamente entre Santo Domingo y Apartadero (en el estado Mérida). La quebrada Los Zerpa es un afluente del río Santo Domingo; drena un área de aproximadamente 3,7 km<sup>2</sup> y está limitado al norte, este y oeste por el arco morrénico de Los Zerpa (Schubert, 1981) (fig.1).

Este sistema morrénico, tiene una extensión de 1 km, desde la morrena frontal hasta las adyacencias del basamento precámbrico; se orienta en dirección NNO-SSE, estando delimitado por morrenas laterales y frontales. La fuente de dichos sedimentos, proviene del Complejo Iglesias del Neoproterozoico - Paleozoico (González de Juana *et al.*, 1980), (fig. 17); constituido por esquistos, gneis, anfibolitas y granitos, moscovita y cuerpos pegmatíticos.

Por otra parte, la evolución geológica de esta zona, está fuertemente influenciada por el estadio tardío de la glaciación Mérida. Debido a que esta zona está situada por encima de los 3.000 m de elevación, es asociada a otras localidades como La Victoria y Mucubají, las cuales fueron afectadas por la glaciación Mérida. Esta glaciación, presentó dos estadios: un estadio

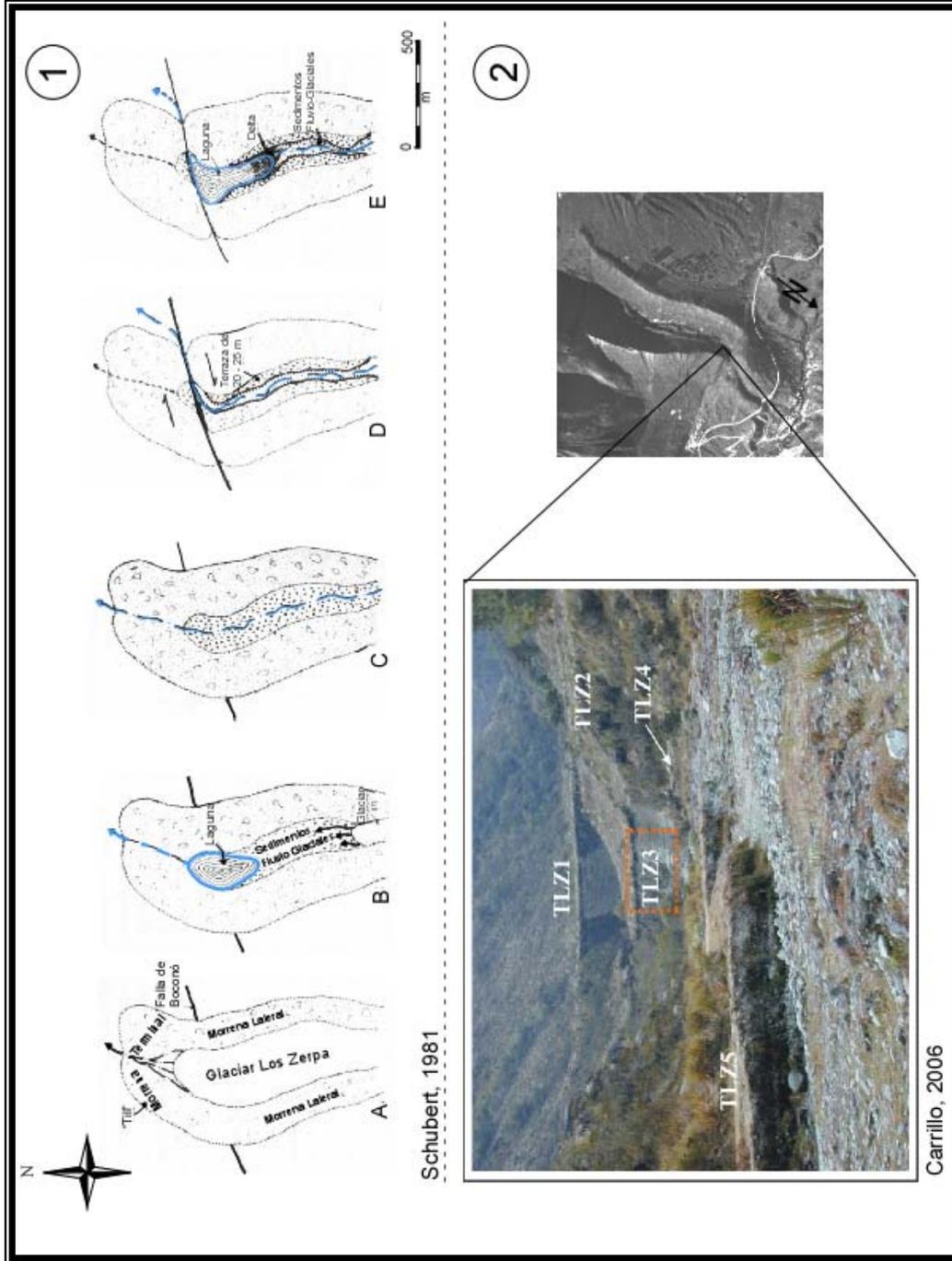


temprano y un estadio tardío; durante este último se depositaron los sedimentos morrénicos más prominentes en los Andes, entre 3.000 y 3.500 m de elevación. Las evidencias más importantes dejadas por la glaciación Mérida, son: morrenas laterales y terminales, morrenas de retroceso, lagunas, circos, aristas, rocas pulidas y estriadas (Schubert, 1981). Dentro de éstas, se incluye el valle morrénico de la quebrada Los Zerpa.

### **5.2.1.- Evolución post-glacial del valle morrénico de la quebrada Los Zerpa**

Durante el último avance importante de los glaciares en la sierra Nevada de Mérida y Santo Domingo, aproximadamente entre 18.000 y 13.000 A. P. (Schubert, 1981), el valle de la quebrada Los Zerpa contenía el glaciar Los Zerpa, el cual depositó las morrenas que limitan el valle. Durante esta etapa, el agua producto de la fusión del glaciar, drenaba por encima de éste hasta el río Santo Domingo (fig. 20. 1.A). Cuando comenzó la retirada del glaciar, el agua producto del derretimiento, fue represada por la morrena terminal en la parte baja del valle y se formó un lago; posteriormente, producto de la fusión del glaciar se formaron morrenas menores, las cuales fueron erosionadas (fig. 20. 1.B). Durante esta etapa, se produjo la sedimentación fluvio-glacial, hasta que el valle fue rellenado, alcanzando una altura entre 20 y 25 m; esto formó una planicie aluvial, sobre la cual drenaba la quebrada (fig. 20. 1.C), hasta que producto de un desplazamiento de la falla rumbo deslizante dextral, se formó una brecha que atravesó la morrena lateral derecha y cambió el cauce de la quebrada, ahora drenando a través de esta (Schubert, 1981). Esta apertura aumentó el gradiente de la quebrada, erosionando la planicie aluvial, lo cual formó la terraza de 20 a 25 m (fig. 20. 1.D). Luego, por deslizamientos, derrumbes o sedimentación, la brecha de la falla se cerró, dando lugar a un nuevo ciclo de sedimentación.

En la parte baja del valle se formó una laguna (fig. 20. 1.E). En su extremo sur se depositaron sedimentos fluvio-deltaícos, acarreados por la quebrada y depositados en un pequeño delta. En la parte alta se depositaron sedimento fluvio-glaciales en una llanura aluvial; la laguna drenaba por la brecha anteriormente formada, pero a mayor altura, hasta que un nuevo desplazamiento de la falla reabrió la brecha de la morrena lateral derecha, que drenó la laguna, ocasionando por aumento del gradiente hidráulico, la erosión de la llanura aluvial y la formación de la terraza de 6-10 m (Schubert, 1981). Este ciclo fue repetitivo, esto se sustenta en la conformación de sucesivos niveles de terraza por lo que hoy en día se identifican cinco en total (Carrillo *et al.*, 2006) (fig. 20. 2).



**Figura 20.-** Explicación esquemática de la evolución del valle morrénico de la quebrada Los Zerpa. (1) Esquema presentado por Schubert (1981), donde explica la influencia climática y tectónica, en la evolución de Los Zerpa; en este se muestra la conformación de dos terrazas, una de 20 - 25 m y otra posterior de 6 - 10 m. (2) Foto aérea y fotografía del valle morrénico de la quebrada Los Zerpa, donde se señalan las cinco terrazas identificadas por Carrillo (2006); en ésta se hace énfasis en la terraza tres, correspondiente a la terraza dos identificada por Schubert (1981). Los sedimentos lacustres de esta terraza fueron muestreados en el presente estudio.



En otro contexto, tanto la evolución fluvial como lacustre, evidencia el desplazamiento dextral de la falla de Boconó, existente en los rasgos geomorfológicos, donde se observa la migración del drenaje en la morrena frontal (ej.: Schubert y Sifontes, 1970; Giegengack y Graunch, 1972). En éstas, se identifican secuencias deformadas por efecto de la componente normal de la falla (Audemard *et al.*, 2001; Carrillo *et al.*, 2006) así como también sedimentos licuefactados, producto del aumento en la presión de poro, estructuras de deslizamiento y paleocorrientes, que evidencian la sedimentación eventual y sedimentos retrabajados. Además son identificados sedimentos fluvio-deltaicos con fallamiento lístrico; todas estas características sedimentológicas identificadas, evidencian la ocurrencia de 6 sismos importantes durante el Pleistoceno-Holoceno (Carrillo *et al.*, 2006).

### **5.2.2.- Delimitación del área de estudio**

Dicha zona, se ubica en el valle de la quebrada Los Zerpa, al noroeste de Mérida entre Santo Domingo y Apartaderos, aproximadamente. La morfología de la zona está dada, por el complejo morrénico de Los Zerpa el cual constituye un valle atravesado por la quebrada de igual nombre, afluente del río Santo Domingo. Este es un valle bien encajado y desplazado por la influencia del movimiento de la falla de Boconó (Schubert, 1983).

### **5.2.3.- Secuencias de sismoturbiditas en sedimentos del paleolago Los Zerpa**

El sistema lacustre, característico de lagos glaciares represados por morrenas, presenta facies fluvio-deltaicas lacustres, característicos de deltas tipo Gilbert, facies transicionales y facies lacustres tipo varvas. En las facies lacustres, Carrillo *et al.* (2006) identificaron amplios deslizamientos, de varios metros de longitud que afectan los intervalos laminados uniformes. Dichos deslizamientos son paralelos a lo largo de las márgenes del paleo-lago y la parte lateral de las morrenas que lo limitan.

En ésta secuencia se identificaron estructuras sedimentarias de licuefacción (tipo *ball-and-pillows*), asociadas a deslizamientos. Estos generan deformaciones tanto plásticas como frágiles, las cuales se vislumbran en las secuencias como fallas y pliegues isoclinales. Donde Carrillo *et al.* (2006), reconocieron la presencia de turbiditas con capas de homogénitas.



Desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico, se estableció que estas son características de depósitos eventuales, según la clasificación de Seilacher (1991) (Torres, 1994). De esta manera y asociando los factores involucrados en la sedimentación, se definen estas secuencias como “sismoturbiditas”.

## **6.- Antecedentes**

En el presente capítulo, se hace referencia a los trabajos tanto grupales como individuales, realizados a nivel internacional y nacional, cuyos aportes han contribuido en conjunto a una mayor y mejor comprensión, de los procesos y mecánica de sedimentación de las sismoturbiditas. Por otra parte, se considera de relevancia hacer mención de estudios realizados en los cuales se ha empleado como herramienta la quimioestratigrafía, cuyos aportes, serán empleados para la realización de interpretaciones.

### **6.1.- Antecedentes internacionales**

Muchos han sido los trabajos enfocados al estudio de los registros estratigráficos generados por la actividad sismotectónica en diversos ambientes, entre los cuales se incluyen ríos, océanos y lagos, cada uno registra rasgos característicos según el sistema donde se produce el proceso de sedimentación. Sin embargo, tomando en consideración el enfoque del estudio se hace mención de algunos trabajos donde se enfatiza el estudio de perturbaciones sismogénicas y descripción de sismoturbiditas.

Uno de los primeros trabajos donde se relaciona la generación de corrientes de turbidez por la acción sísmica, fue reportada por Kuenen (1964), quien hace referencia al gran terremoto de 1950 en la región de Grands Banks, que propició la ruptura de un cable telegráfico trasatlántico, producto de un deslizamiento submarino que se transformó en una corriente de turbidez.

En este contexto, debido a que estos eventos son ocasionales y están asociados a riesgos naturales, se han realizado trabajos que postulan el comportamiento de dichas corrientes a través de modelos matemáticos propuestos en base a experimentos de laboratorio. Un ejemplo de esto, fueron los experimentos realizados por Kuenen (1968), donde plantea de manera experimental, el comportamiento de corrientes de turbidez de surgencia, en depósitos convectivos; más recientemente. De igual manera, Kneller y Buckee (2000) hacen una revisión de los principales



modelos que explican el comportamiento de las corrientes de gravedad y los modelos planteados que explican su morfología. Más reciente aún, Lamb *et al.* (2004), explica la mecánica de transporte y sedimentación que se produce en corrientes de turbidez continua, comparando ésta, con corrientes de turbidez surgentes. Asociado a ésta última, realiza un trabajo en conjunto con Parsons, (Lamb y Parsons, 2005), donde se aboca al estudio de las corrientes de surgencia y las suspensiones de alta densidad, formadas por ondas.

Estos trabajos, son importantes porque suministran el fundamento necesario para entender cómo se forman las secuencias turbidíticas; esto contribuye a inferir sus características físicas, como distribución de tamaño de grano, estructuras, fuentes, composición de sus facies, hecho que depende del tipo de flujo, que está vinculado al ambiente y factor que lo origina. En este punto, se hace referencia a una secuencia turbidítica normal, la cual fue planteada por Bouma (1962), quien llevó a cabo estudios estratigráficos de este tipo de depósitos, estableciendo una secuencia en la cual se disponen verticalmente, todas las facies características de proximal a distal.

Todos estos conceptos, son y fueron aplicados en los estudios realizados referentes a depósitos turbidíticos formados por terremotos; algunos de los cuales son referenciados en este trabajo.

En un contexto más amplio, Beattie y Dade (1996), propusieron hipótesis matemáticas para explicar desde el punto de vista estadístico la distribución de espesores de estratos correspondientes a secuencias turbidíticas. Algunas variables establecieron que éstas, de acuerdo a sus características son un reflejo de terremotos que ocurrieron aleatoriamente en el tiempo. Este tipo de trabajo, en conjunto con otros que se fundamentan netamente en el estudio de la actividad sismotectónica, como los realizados más localmente por Audemard y colaboradores (Audemard *et al.* 1991; Audemard *et al.* 1999; Audemard, 2000; Audemard *et al.* 2001; Audemard *et al.* 2002), dan soporte a las interpretaciones hechas a través de estudios estratigráficos, a los cuales están adosados los estudios paleosísmicos y geocronológicos, cuyos conceptos, importancia e interrelación, están explícitos en el artículo de Letti y Kelson (2000).

Gran parte de estas herramientas son empleadas en los estudios, que tienen este enfoque, uno de los cuales fue mostrado por Sims (1975), quien describe perturbaciones paleosísmicas en sedimentos lacustres jóvenes de la región de San Fernando (Estados Unidos) y lo relaciona con la actividad sísmica existente en ésta.



Uno de los primeros trabajos donde se utilizó el término sismoturbidita, con la finalidad de relacionar la identificación de depósitos turbidíticos extensos en regiones paleosísmicas; fue realizado por Mutti *et al.* (1984), para explicar la ocurrencia de un gran flysh depositado en una secuencia fluvio-deltaica identificado en la cuenca antepaís Marnoso-arenosa, al norte de las montañas Apennines en Italia; que los autores interpretan como megaturbiditas, cuya facies consisten de interstratificaciones de areniscas, limolitas y hacia el tope hemipelagitas calcáreas, que relacionan con los términos Tb-e y Tc-e de la secuencia Bouma. En este estudio se hace referencia a la definición de las homogenitas, que relaciona con el trabajo realizado por Kasten y Cita (1981). El concepto de las facies de las homogenitas, facies característica de depósitos sismoturbidíticos; fue introducido por primera vez en el estudio realizado por Kasten y Cita (1981), atribuyendo el término a un depósito argilo-limoso formado por un tsunami generado por el colapso de una caldera del volcán Santorin, en el mediterráneo; a partir de este trabajo es frecuente el uso del término en algunos trabajos (incluyendo éste).

Ambos términos han sido ampliamente utilizados como el trabajo realizado por Van Loon *et al.* (1996), donde se estudia un lago glacial formado en un graben; en este ellos identificaron capas homogéneas cuaternarias, contenidos en el graben Kleszczow, en Polonia Central; estas capas son anormalmente espesas y las asocian a la resuspensión de depósitos proglaciares pleistocenos debido a la actividad sismotectónica del sitio.

En este mismo contexto y como punto resaltante, Shiki (1996) hace un trabajo extenso donde establece los factores que contribuyen a definir los parámetros genéticos de las sismoturbiditas y que contribuyen a diferenciarlos de otros tipos de depósitos turbidíticos.

Desde otro enfoque, Chapron *et al.* (1999) llevaron a cabo el estudio de las capas de homogenitas depositadas en el lago Le Bourget en Francia, y correlacionan la ocurrencia de las mismas, al terremoto histórico de 1822; hace hincapié en la importancia de la morfología del lago para la generación del depósito. En este mismo año, otro trabajo realizado en este caso en el lago Malawi, África (Wells *et al.* 1999), relaciona el depósito de las turbiditas identificadas con los sismos generados en el margen activo, debido a que este lago está localizado al este del sistema de Gran Rift de África.

Un estudio, que proporciona un ejemplo de referencia en los trabajos realizados sobre sismoturbiditas, fue el efectuado por Shiki *et al.* (2000), donde expone las características sedimentarias propias de secuencias sismoturbidíticas reportadas en el lago Biwa, uno de los



lagos más grandes de Japón. Benvenuti (2002) hace un análisis de facies lacustres fluvio-deltaicas (característico de deltas tipo Gilbert) las cuales correlaciona con facies tectónicas, relacionadas a sedimentación sintectónica, en la cuenca Mugello, ubicado en la región central de Italia. En otra connotación, Abdeldayem *et al.* (2004) se centran en la aplicación de anisotropía de susceptibilidad magnética para el estudio de sismoturbiditas generadas por el terremoto de 1993, en la margen sur de la cuenca norte de Japón. Más recientemente, Beck *et al.* (2007) hicieron un estudio en sedimentos cuaternarios co-sísmicos del mar de Marmara, al noroeste de Turquía, en los cuales identificaron estructuras que evidencian el efecto *Seiche*, que en conjunto con las características morfoestructurales, propias del ramal septentrional de la falla Anatolian Norte, proveyeron los argumentos sustentados que permitieron interpretar que estas secuencias fueron generadas por terremotos.

En el presente, trabajos como los ejecutados por Bertrand *et al.* (2008), el cual estudia depósitos sedimentarios del lago Italcama, localizado en la zona centro-sur de Chile, considerado un distrito sísmica y volcánicamente activo, donde reporta la presencia de varios tipos de depósitos inducidos sísmicamente o sismitas. En éste los autores no relacionan todos los depósitos a sismos, debido a que muchos de ellos no coinciden con registros de sismos históricos, por lo cual asumen estos pueden ser generados por removilización de sedimentos inestables en el borde del lago y erosión de partículas en la zona de captación. En este mismo año, Fanetti *et al.* (2008) exponen la presencia de masas meteorizadas e identifica dos megaturbiditas, en sedimentos depositados en el lago Como en Italia, en este hace mención de los cambios climáticos ocurridos en la región durante el Holoceno, que relaciona con los cambios en el nivel del lago y asocia a los fuertes sismos ocurridos en la región, lo que propicio la formación de dichas secuencias.

Por último, se hace mención al trabajo realizado por Nakajima y Kanai (2000) donde realizan un estudio detallado de las características de las sismoturbiditas generadas por el sismo histórico de 1983 y otros sismos identificados en el margen Este del Mar de Japón; en este trabajo hacen contribuciones importante al comparar utilizando varios criterios las características de capas gradadas y capas homogéneas, así como también las diferencias entre turbiditas normales y sismoturbiditas. Quizás uno de los mayores aportes y de importancia para este estudio, es la aplicación de la quimioestratigrafía en la caracterización de la facies de homogénitas en la secuencia sismoturbidítica, estudiada por ellos.



Enmarcado en el tema, ahora se mencionan algunos trabajos donde se aplica la quimioestratigrafía en secuencias turbidítica, cuyo origen no se vincula con las perturbaciones mencionadas. Este aspecto es abordado, por el trabajo de Jarvis *et al.* (1998) quienes realizaron la caracterización quimioestratigrafica a turbiditas miocenas-pleistocenas del Plano Abisal de Madeira. Ellos atribuyen su ocurrencia al aporte sedimentario y morfología de la zona, donde los aportes de las corrientes provenientes de las Islas Canarias, África e Iberia, formaron turbiditas con características distintas desde el punto de vista composicional, por lo cual, a través de esta caracterización identificaron proveniencia de los sedimentos y dirección de las corrientes. Un trabajo similar fue realizado por, Weaver *et al.* (1998) pero en este caso a secuencias turbidíticas neógenas del Plano Abisal de Madeira, haciendo una interpretación a través de los datos de la depositación y cambios diagenéticos en los sedimentos, bajo las condiciones imperantes en el piso oceánico.

Otros estudios quimioestratigráficos, que proporcionan información relevante para realizar interpretaciones son, los realizados por Pearce *et al.* (1999), plantean la quimioestratigrafía como un método para mejorar los intervalos de correlación entre las secuencias, estableciendo relaciones elementales que produjeron buenos resultados aplicados a este fin.

Desde el punto de vista paleoambiental y condiciones de depositación, uno de los trabajo más emblemáticos, es el realizado por Tribovillard *et al.* (2006), en el cual establece el comportamiento de los elementos, principalmente los trazar y los minoritarios, bajo condiciones variables en el ambiente de sedimentación, enfatizando la influencia de la paleoproductividad y condiciones paleoredox.

## 6.2.- Antecedentes locales

A nivel nacional, muy pocos han sido los trabajos orientados al estudio de sismoturbiditas; un trabajo de referencia próxima al área de estudio fue realizado por Carrillo *et al.* (2008), en el cual establecieron la influencia paleoclimática y sísmica en sedimentos cuaternarios, provenientes de varias columnas tomadas en la laguna de Mucubají, en los Andes de Mérida, donde cambios texturales y composicionales, en los sedimentos, son adjudicados a deslizamientos y depósitos *seiches*, asociados a la actividad sismotectónica



Específicamente en el área de estudio, Bezada *et al.* (1996) realizaron descripciones y análisis elementales a muestras tomadas en la zona y sus proximidades, a lo que los autores denominan paleosuelos. De esta forma establecen correlaciones entre éstos, originados a partir de till glacial. Por otra parte Carrillo (2006), realizó un estudio detallado de los sedimentos holocenos del paleolago Los Zerpa, donde identificó a través de estudio sedimentológicos, de paleocorriente y paleomagnéticos, la existencia de sedimentos cosísmicos generados por la actividad de la falla de Boconó. En los afloramientos estudiados, correspondientes a las cinco terrazas descritas por el autor, se identificaron depósitos paleosísmicos, además de estructuras propias de deslizamiento y sedimentación tipo *seiche*, estableciendo de esta manera, la presencia de secuencias sismoturbidíticas donde son identificadas facies de homogenitas, características de las mismas. Sin embargo, en ésta área y en las secuencias mencionadas, no se han realizado análisis geoquímicos que contribuyan a caracterizar dichas secuencias; en base a este principio se plateó la realización de este trabajo.

A continuación, se expone la metodología aplicada para la realización del presente trabajo de grado.

### III.- METODOLOGÍA

En el siguiente capítulo se contempla la metodología aplicada para la realización del presente trabajo (fig. 21), ésta comprende tres etapas principales: la etapa de campo, en la que se menciona la ubicación del afloramiento, su descripción y la toma de muestra; seguida de la parte experimental o etapa de laboratorio, que abarca el tratamiento de la muestra, descripción de los métodos y equipos a emplear para el análisis de ésta; y por último, la etapa de análisis de los datos, en la cual se hace énfasis en el tratamiento estadístico aplicado.

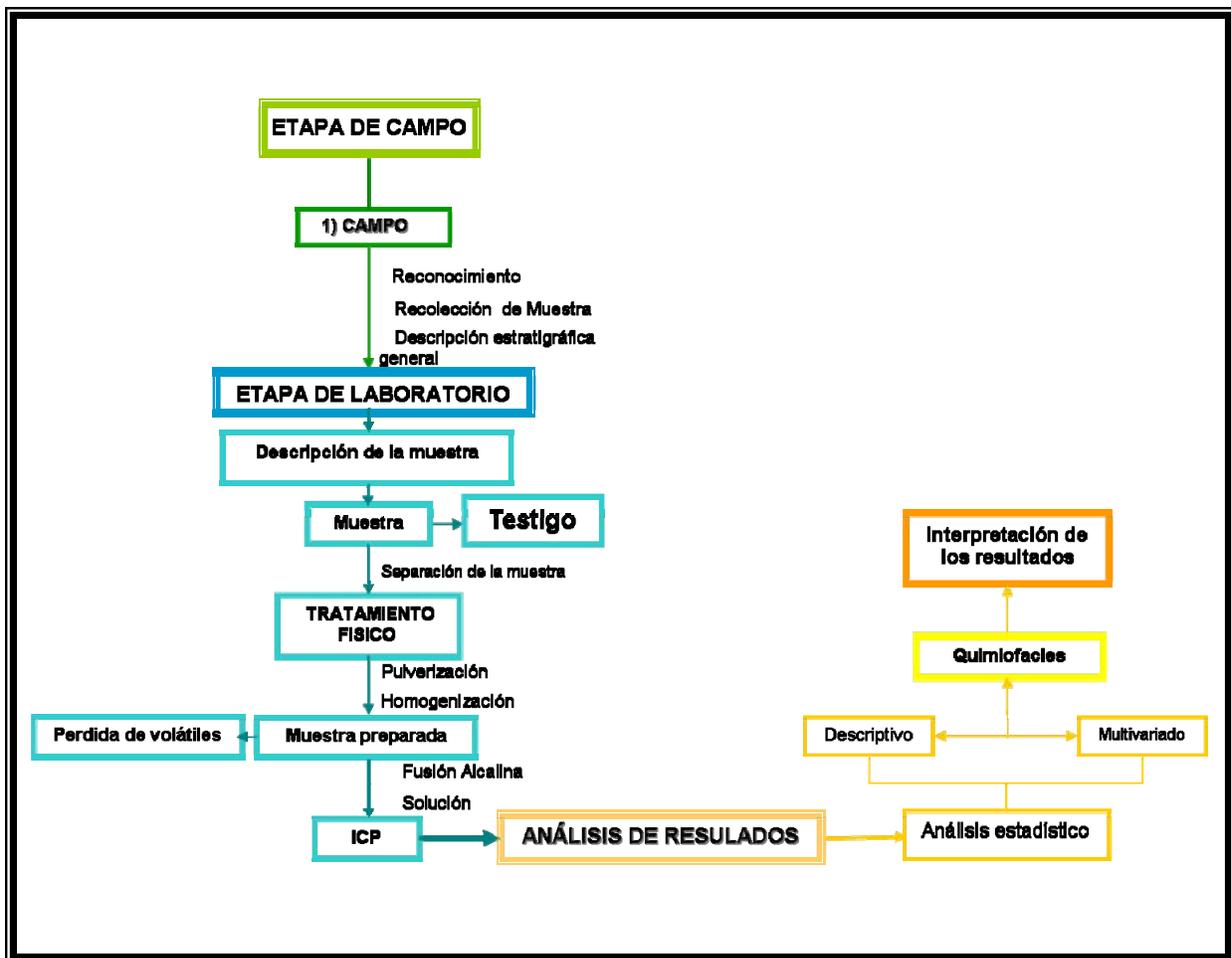


Figura 21. – Esquema donde se expone la metodología de trabajo y etapas.



## 1.- Etapa de campo

El acceso a la zona de estudio se realizó por la carretera Trasandina. El valle morrénico de la quebrada Los Zerpa, se ubica a unos 8,07 km del pueblo “Alto de Santo Domingo” (mapa Mucuchies NE, 1964) (sección 5.2.2. fig. 1).

Basado en la evolución de Los Zerpa y la ubicación de las secuencias sedimentarias lacustres, la toma de las muestras fue realizada en la terraza tres del valle morrénico (Carrillo, 2006) (fig. 20.2) dentro de los primeros 100 m de afloramiento, donde la secuencia lacustre se encuentra mejor preservada y sin deformación. Previamente se removió el material superficial del afloramiento, para ello se empleó un objeto filoso (espátula) (fig. 22.1); de esta manera se pudo observar la secuencia sedimentaria a muestrear, la cual fue medida y fotografiada (fig. 22. 2.A).

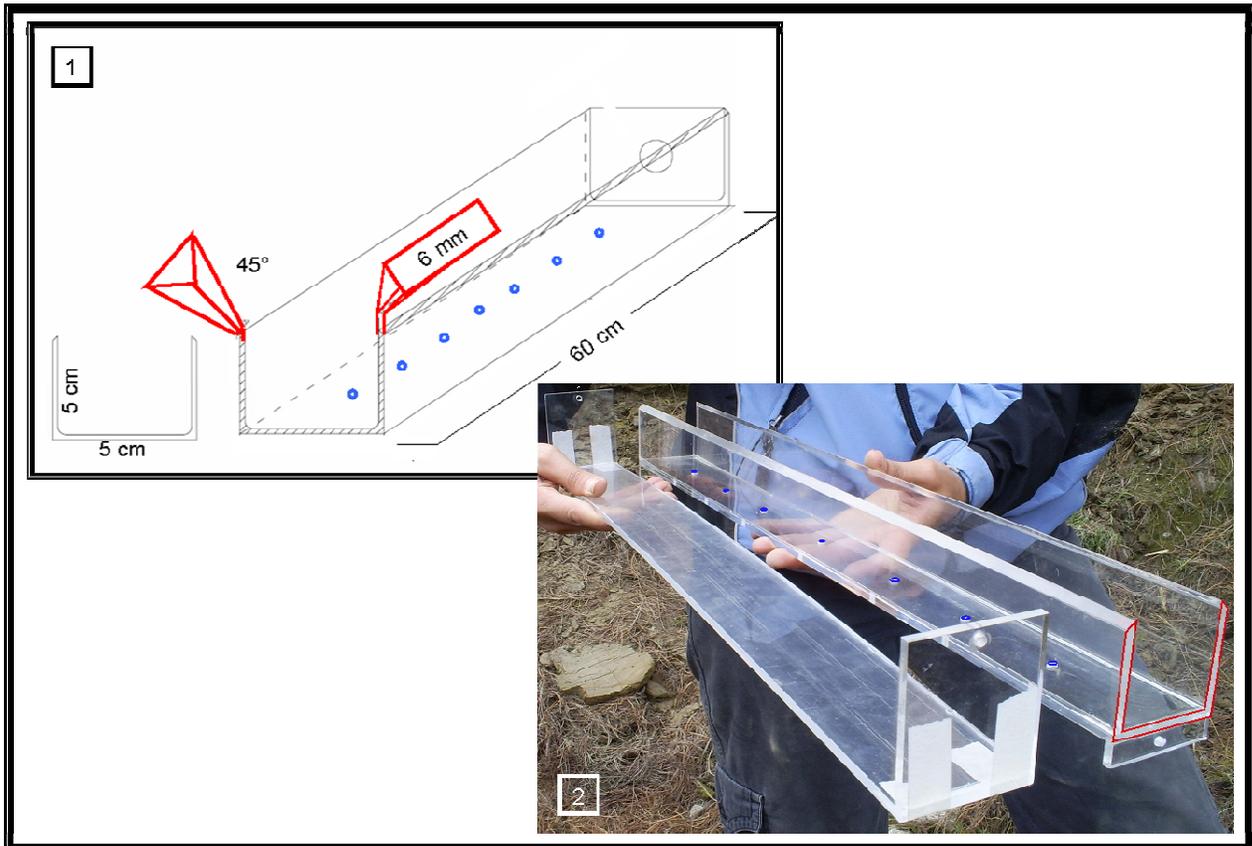
El muestreo se realizó con canaletas elaboradas en base a un polímero inerte (plexiglass), con el fin de evitar la contaminación de las muestras. El diseño previo y sus dimensiones se muestran en la figura 23.1; el muestreador empleado consta de una superficie filosa superior y orificios, que permiten la inserción de la canaleta en el afloramiento y un protector del mismo material, asegura la protección de la muestra contenida en la canaleta (fig. 23.2)

Las canaletas fueron insertadas en el afloramiento y extraídas, de acuerdo a las posiciones y secuencia mostradas en la figura 22 (1.A; 2. B, C y D). Dos unidades de muestras fueron tomadas, en dos puntos seleccionados del afloramiento, por lo que se garantizó la realización de un muestreo sistemático; estas fueron identificadas como LZ-08-01 y LZ-08-02. Para efectos de este estudio la última canaleta constituyó la de interés; ésta fue sellada como se muestra en la figura 22.2.E.

La descripción estratigráfica general se fundamentó en la ubicación de las secuencias sedimentarias lacustres y las facies turbidíticas, en cuanto a la posición relativa en la canaleta.



**Figura 22.**— Secuencia de muestreo. 1) Afloramiento correspondiente a la terraza tres, valle morrénico de la quebrada Los Zerpa. En la imagen inferior se muestra la posición de las canaletas de muestreo LZ-08-02. 2) Secuencia de muestreo canaleta LZ-08-02. (A) Medición de la sección a muestrear. (B y C) Inserción de la canaleta al afloramiento. (D) Extracción de la muestra. (E) Parte final, envoltura y protección de la muestra.



**Figura 23.** – Muestreador de plexiglass (canaleta), diseño para la toma de muestras en afloramiento. En ésta figura se observa el diseño con las dimensiones, espesor de la lámina de plexiglass (6 mm), ángulo aproximado del filo, orificios en la parte interna (fondo). (2) la canaleta ya elaborad. (diseño modificado de Carrillo *et al*, 2006)

## 2.- Etapa de laboratorio

Esta etapa se dividió en tres sub etapas, la primera parte correspondió a la descripción de la muestra, seguido del tratamiento físico y químico, y análisis instrumental con plasma inductivamente acoplado (ICP).

### 2.1.- Descripción de la muestra

En el laboratorio la muestra fue refrigerada para conservar su humedad natural. La descripción de la canaleta se realizó con la muestra semiseca a temperatura ambiente, luz blanca y para una observación más detallada se empleó una lupa 10X convencional; bajo estas



condiciones fue posible observar, identificar y diferenciar, las facies laminares y las facies turbidíticas. La descripción litoestratigráfica de la columna se realizó en su totalidad y se muestra en la figura 26; sin embargo, se hace énfasis en la descripción de las facies de interés (T1, T2 y T3).

La secuencia sedimentaria contenida en la canaleta LZ-08-02 fue fotografiada secuencialmente, con una cámara SONY DSC-F828 en el laboratorio de fotografía de la Facultad de ciencias.

## 2.2.- Toma de muestra

Una vez realizada la descripción de la muestra se procedió a ejecutar la extracción de las facies turbidíticas, para ello el sedimento fue humedecido con agua destilada y submuestreo dentro de la canaleta se realizó a través de portaobjetos (fig. 24.1. A, B y C); de esto se obtuvo secciones correspondientes a cada turbidita (fig. 24. 1.D), que fueron disectadas cada 2 mm en continuo con un sistema de guillotina.

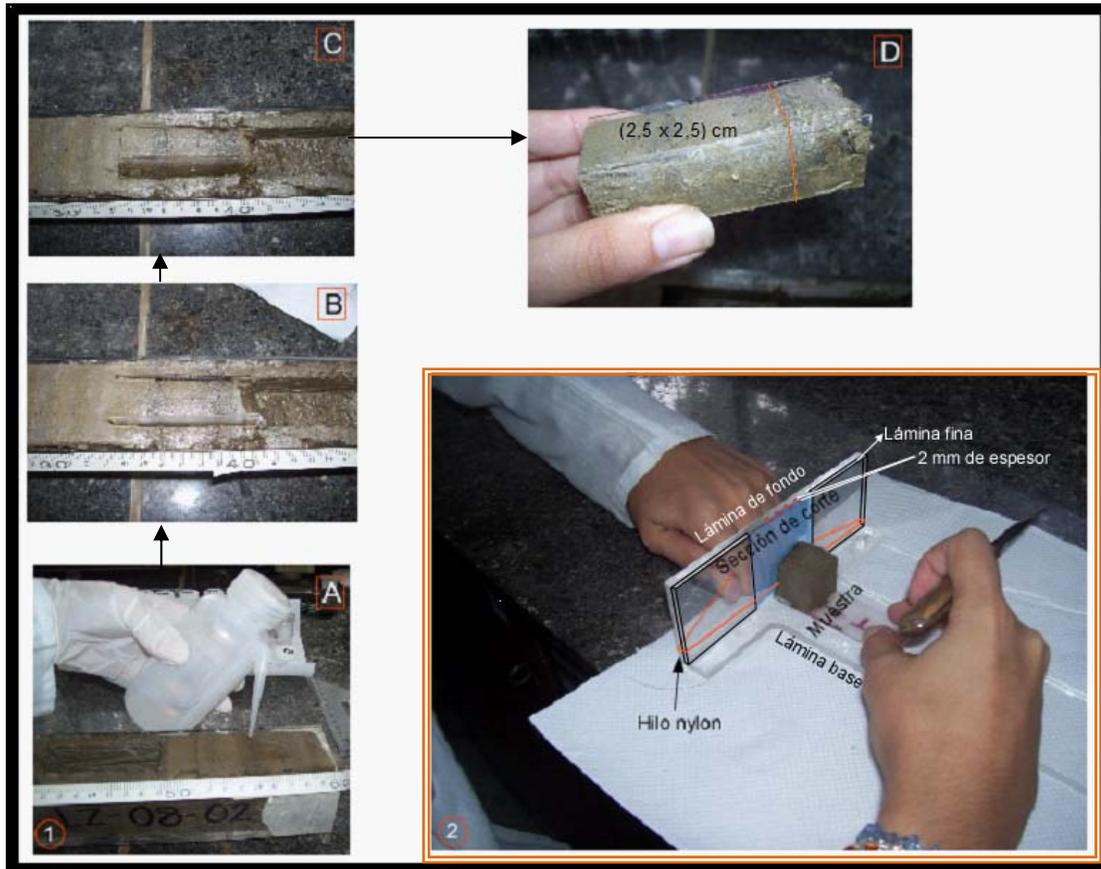
El sistema de guillotina está constituido por una lámina de base, que se intercepta perpendicularmente con dos láminas, ambas de plexiglass. La lamina de fondo tiene mayor espesor, adjunta a ésta se encuentran dos lamina finas (2 mm de espesor) a ambos lados. La muestra fue colocada con un portaobjeto en la lámina base, fue desplazada y soportada en la lámina de fondo; el corte fue realizado de tal manera que parte de la muestra ocupara el volumen dado por la laminilla de 2 mm de espesor (fig. 24.2).

Los espesores de las turbiditas y el número de muestras obtenido se muestran en la tabla 4; de esta manera se obtuvo un total de ochenta y nueve (89) muestra.

**Tabla 4.** – Número de muestras obtenidas a partir de la separación cada dos milímetros (2 mm) de las facies identificadas.

Número de facies	Espesor (cm)	N. muestras obtenidas
T1	8	44
T2	6	29
T3	3,2	16

Las muestras resultantes fueron colocadas en envases plásticos y rotulados con el código LZ-02-n, donde “n” representa el número de las muestras. Las muestras se dejaron secar por alrededor de tres días a temperatura ambiente; a través del color y fácil disgregación al agitar un poco el envase, se constató que estaban secas.



**Figura 24.** – Método de muestreo en el laboratorio. 1) Secuencia de muestreo donde se muestra la manera en que fue extraída una de las turbiditas; (A) la muestra fue humedecida con agua destilada. (B) Se introdujeron los portaobjetos en la facies turbidítica. (C) Extracción de una porción de una de las facies. (C) Sección obtenida. 2) Sistema de guillotina, modificado y adaptado a este estudio de acuerdo a la metodología aplicada por Carrillo, 2006.

### 2.3.- Tratamiento de la muestra

#### → **Tratamiento físico**

Las muestras secas fueron pulverizadas y homogeneizadas empleando para ello un mortero de ágata, la limpieza entre muestras se realizó con arena ( $\text{SiO}_2$  de alta pureza); se trató de minimizar cualquier tipo de mezcla de muestras o contaminación.



### → Tratamiento químico

El tratamiento químico consta de pérdida al rojo para una de las muestras y fusión alcalina para la totalidad de estas.

Determinación de volátiles (Pérdida al rojo): a través de esta técnica analítica gravimétrica se determino la cantidad de gases contenida en una de las muestras (LZ-02-76); principalmente agua (de cristalización y adsorbida) y dióxido de carbono.

Como primera etapa se procedió a calentar la muestra (1,0000 +/- 0,0001 g); en un crisol de porcelana a una temperatura de ciento cincuenta grados centígrados (150° C), con la finalidad de secar la muestra y suprimir la humedad del medio; esto se dejó por unos minutos y se llevó a peso constante.

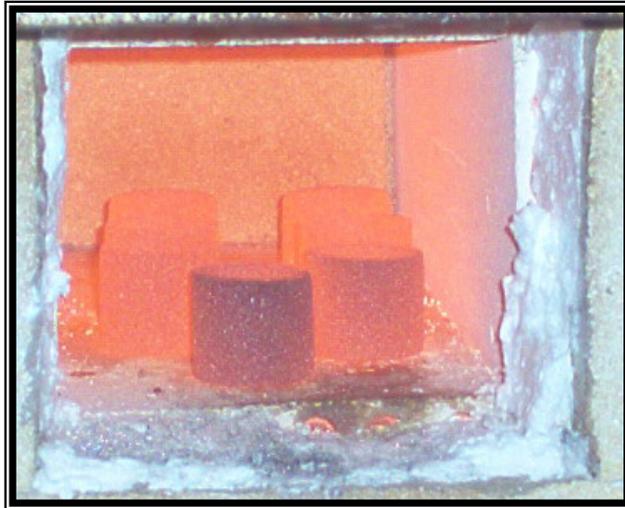
Luego se procedió a llevar a cabo la calcinación de la muestra. Para ello, la alícuota se llevó a la mufla a novecientos cincuenta grados centígrados (950° C) alrededor de una hora. Luego se dejó enfriar en un desecador, para evitar la humedad circundante y se pesó. Este procedimiento se repitió hasta llegar a peso constante. De esta manera, por diferencia de pesos entre el inicial (no calcinada) y el constante (muestra calcinada), se determinó el porcentaje en peso de compuestos volátiles en la muestra (Skoog, 2000).

- **Fusión de la muestra.**

Son diversas las técnicas aplicables para lograr este fin; en este caso se aplicó la **fusión alcalina**, debido a que es efectiva en el tratamiento de compuestos silicatados, cuya correcta aplicación garantiza el llevar en su totalidad dichos componentes a solución.

De acuerdo a lo establecido por Liberatore (1993, 1994), la disolución de la muestra geológica se hace mediante la fusión alcalina a través de una mezcla de tetraborato y metaborato de litio 1:1, siendo ambos fundentes eficaces.

El tetraborato de litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ), se emplea en el caso de muestras ricas en hierro; por su parte, el metaborato de litio ( $\text{LiBO}_4$ ), es frecuentemente usado para muestras silicatadas. Este último debe prepararse al momento de ser usado debido a que se descompone en el tiempo.



**Figura 25.** – Fusión de la muestra en la mufla a una temperatura aproximada de 1000 °C

#### **Preparación del metaborato de litio (LiBO<sub>4</sub>):**

De acuerdo a lo expuesto por Liberatore (1993, 1994) con modificaciones; el procedimiento para la preparación de este compuesto constó de los siguientes reactivos: carbonato de litio y ácido bórico, ambos en grado de pureza analítica. De cada uno se pesó en el orden de mención, 30,1822 +/- 0,0001 g y 50,6669 +/- 0,0001 g; respectivamente. Este fue tamizado en un tamiz de 210 mallas y homogeneizado en una capsula de porcelana, luego se introdujo en la mufla durante cuatro horas a una temperatura de 400 °C.

Posteriormente fue retirado y se dejó enfriar a temperatura ambiente; fue homogeneizado en un mortero de porcelana y tamizado nuevamente; para obtener un tamaño de grano fino. El mismo, fue preservado en un desecador hasta ser requerido su uso.

#### **Fusión alcalina y disolución de la muestra:**

En un crisol de grafito previamente rotulado y pulido, se pesó 0,6250 +/- 0,0001 g de mezcla de fundente y 0,1250 +/- 0,0001 g de muestra, para ello fue utilizada una balanza analítica modelo *Mettler* marca H51AR. Posteriormente los crisoles fueron introducidos a la mufla a una temperatura de 1000 °C, durante 45 minutos (fig. 25).

Transcurrido este tiempo los crisoles fueron retirados cuidando de homogenizar el contenido del mismo haciendo un movimiento circular; verificando que toda la cantidad trasvasada este en el fundido, garantizando obtener durante este proceso una perla vítrea.



Una vez a temperatura ambiente las perlas resultantes fueron disueltas en *beakes* de 25+/- 1 ml, agregando una mínima cantidad de ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>) concentrado (1,6 M ó 11 % v/v) de tal manera que la perla quedara cubierta. La disolución se llevo a cabo en una plancha de calentamiento vibratorio en un rango de temperatura de 40 – 60 °C, para evitar la polimerización de la sílice; adicionalmente se introdujo un agitador magnético para garantizar la agitación constante.

La solución resultante fue filtrada en balones de 100 ml, para extraer los residuos que pudiera dejar el crisol de grafito; el aforo de la solución se realizó con ácido nítrico, luego las soluciones fueron trasvasadas cuantitativamente a envases de plástico debidamente rotulados, donde fueron almacenadas hasta el análisis instrumental.

Es importante destacar que durante la ejecución de este procedimiento fueron tomados en cuenta los siguientes aspectos, (Liberatore. 1993, 1994):

1. La perla debe ser clara y no presentar manchas oscuras o algún material flotante.
2. Tanto la perla como el ácido, deben estar a temperatura ambiente antes de dar inicio al proceso de disolución. En caso contrario, la sílice en la muestra puede formar polímeros hidratados de ácido silícico.
3. El calentamiento excesivo, también puede tener los mismos resultados ocurriendo la polimerización.
4. Si la agitación constante no es mantenida alguno de los constituyentes de la roca pueden precipitar.
- 5.

- **Determinación de las concentraciones**

Para el análisis elemental, tanto cualitativo como cuantitativo de la muestras, se seleccionó la técnica instrumental analítica de plasma óptico inductivamente acoplado (ICP-EOP).

Se determinó la concentración de 19 elementos entre mayoritarios y trazas: Al, Ca, Ba, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Si, Sc, Sr, Ti, Zn, Zr (tabla 17, apéndice a.1) Los análisis fueron realizados con el equipo bajo determinadas condiciones (tabla 5).



**Tabla 5.-** Condiciones del equipo durante la determinación elemental.

CONDICIONES		DATOS Y ATRIBUTOS
GAS PLASMOGENOS		ARGÓN
FLUJO	GAS PLASMA	12 L/min
	GAS AUXILIAR	0,14 L/min
	GAS BAINA	0,2 L/min
	MUESTRA	1 ml/min
PRESIÓN DEL NEBULIZADOR		0,25 psi
REVOLUCIÓN DE LA BOMBA		20 rev/min

La calibración del equipo y la curva de calibración de las muestras, se realizaron utilizando para ello patrones multielementales. Las concentraciones para su preparación, fueron estimadas comparando las intensidades de emisión de dos patrones estándares certificados y cuatro muestras, tomando en cuenta las características de las muestras, tipo de sedimento y su composición; de igual forma se identificaron las longitudes de onda de los elementos seleccionados, considerando que estos no presentaran interferencias (tabla 16, apéndice a.1).

Durante la medición de las muestras se utilizaron patrones estándares certificados de roca para corroborar la exactitud y precisión de las medidas; estos patrones fueron empleados como muestras control, medidas por el equipo cada diez muestras para monitorear la deriva instrumental y asegurar la estabilidad de las condiciones experimentales, posteriormente los datos fueron corregidos en función a esto.

Los datos son reportados como porcentaje del oxido para los elementos Si, Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, y Ti, y como  $\mu\text{g/g}$  (ppm) para Ba, Cu, Cr, Sr, Zn y Zr. En este sentido, la calidad de los resultados obtenidos es corroborada a partir del cálculo de la exactitud de las medidas; ésta fue determinada a partir de los patrones geoestandar (tabla 16, apéndice a.1); por otra parte la precisión del análisis, fue constatado a partir del cálculo de error relativo asociado a las medidas, con un intervalo de confianza del 95%, a partir de replicas de análisis realizada a una de las muestras. En un amplio termino, se obtuvo que los datos presentan baja exactitud y alta precisión, esta última entre 3 y 25%. Los datos son presentados como concentración absoluta de los elementos determinados.



### 3.- Tratamiento de los datos y análisis estadístico

Luego de haber realizado las correcciones pertinentes a los datos obtenidos a través del ICP, se llevó a cabo el tratamiento de los datos crudos de acuerdo a la metodología aplicada por Montero (2004). De esta manera se realizó la imputación de valores por redondeo de ceros, en aquellos datos que estaban por debajo del límite de detección o en su defecto, la eliminación de las variables cuyo porcentaje de datos no detectados fuesen mayores al 18%.

Todos los cálculos mencionados, elaboración de tablas, tratamiento incipiente de los datos y gráficos de correlación de variables, fueron realizados bajo el formato *Microsoft Office Excel* 1997-2000, utilizando las hojas de cálculo; los perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual fueron realizados bajo el formato de un programa graficador “*Global Software Grapher 4*”, para efectos de la metodología aplicada.

Posteriormente se realizó el análisis exploratorio de los datos, a través del paquete estadístico “*STATISTICA 6.0*”. En este caso se utilizaron los gráficos de caja y bigote como herramientas gráficas para determinar la distribución de los datos por variable y detectar la presencia de datos anómalos; así mismo y como complemento, se emplearon los histogramas de frecuencia, en conjunto con la aplicación de las pruebas de normalidad para la distribución de los datos. Las pruebas de normalidad aplicadas en función al número de muestras, fueron *Kolmogorov – Smirnov* y *Shapiron – Wilk’s*.

Una vez la distribución de los datos por variable, presentaba una distribución normal o cercana a la normalidad, se realizó el análisis estadístico multivariado, de esta manera se obtuvieron los dendrogramas concernientes a análisis de agrupamiento libre y agrupamiento restringido, a través del paquete estadístico *MVSP v.3.1*.

El análisis estadístico multivariado aplicado, se basa en un método de clasificación sin solapamiento, fundamentado en la diferenciación entre las variables; en este caso se establece el agrupamiento por métodos jerárquicos aglomerativos, donde se producen sucesivas uniones de variables consideradas en una primera parte como grupos individuales, los cuales se relacionan entre sí y forman grupos mutuamente excluyente, basados en la distribución de los atributos químicos y su vínculo dentro de la facies de las turbiditas.

Como condición para realizar el agrupamiento de las variables la data fue estandarizada a media aritmética= 0 y desviación estándar= 1, con la finalidad de eliminar la diferenciación



atribuida a la escala dentro de cada variable y garantizar la uniformidad relativa de las mismas en base a una mínima varianza (ej.: Reategui *et al.* 2005). Por otra parte al aplicar el análisis por agrupamiento, se seleccionó el método del vecino más cercano también conocido como “*Farthest neighbour*”; en éste el criterio para llevar a cabo la asociación de las variables es la diferenciación, de tal manera que la disimilitud elegida para medir la discrepancia entre las variables, es la del vecino más lejano o disimilitud máxima (Martín-Fernandez, 2000). La escala para la medida de la diferencia entre las clases es el cuadrado de la distancia euclidiana, lo que permite establecer una mayor distancia entre aquellos miembros que están más separados entre sí (Montero, 2004).

Las asociaciones elementales se realizaron a través del análisis por agrupamiento (*Cluster*) con transposición de la data, además del agrupamiento restringido con el fin de establecer las quimiofacies de acuerdo a los resultados arrojados por el primero.

Los perfiles quimioestratigraficos fueron construidos a partir de la graficación de la concentración de los atributos químicos, en función de la altura de las facies turbidíticas en estudio; paralelamente se elaboraron las curvas de acumulación porcentual, que muestran el aporte relativo de cada elemento por muestra de la facies en estudio, de esta manera las inflexiones o cambios de pendiente, se compaginaron con las asociaciones identificadas en los dendrogramas de agrupamiento restringido, para cada asociación elemental. Seguidamente se realizó el análisis de las relaciones interelementales.

A continuación se exponen los resultados obtenidos de una manera descriptiva, para su subsiguiente discusión e interpretación.



## IV.- RESULTADOS

En el siguiente capítulo, se hace énfasis en la descripción de los resultados obtenidos por turbidita. El orden en que estos son presentados se atribuye a la metodología, de esta manera se pretende facilitar la integración de la información para su subsiguiente interpretación.

En una primera parte se muestra la descripción de las facies turbidíticas identificadas en la canaleta LZ-08-02, donde se establece la nomenclatura de las subfacies identificadas. El análisis estadístico descriptivo y multivariado de los datos producto del análisis químico de las muestras, se expone en la sección siguiente. Los perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual, así como su integración con los resultados del análisis multivariado, se muestran en la sección quimioestratigrafía de las facies turbidíticas; adicionalmente la información relativa a las relaciones interelementales obtenida a partir de tablas de correlación, se encuentran al final del capítulo.

### 1.- Descripción litoestratigráfica de las facies turbidíticas identificadas

La descripción litoestratigráfica de la columna se realizó de base a tope en función a las características observadas correspondientes a color, textura, estructuras sedimentarias y presencia raíces (fig. 26 y 27). De acuerdo a esto el 74 % de la canaleta correspondió a rítmicas laminares y el 26 % restante a tres facies turbidíticas, claramente diferenciadas dentro de la secuencia lacustre (fig. 26).

En la columna se identificaron interlaminaciones arena limosa a bien escogida, con arcilla o limo arcilloso, denominadas rítmicas laminares (Carrillo et al, 2006; Vega, 2007), los espesores de estas duplas eran variables; las laminaciones en promedio presentaban espesores de más o menos 1 mm. Las coloraciones para las arenas eran variables de acuerdo al contenido de limo o arcilla, las arenas finas a medias bien escogidas presentaban coloración clara y algunas amarillentas. Donde el contenido arcilloso era mayor, se observaron tonalidades entre marrón y gris, ya que el color de las arcillas era grisáceo oscuros. Asociado a las arenas finas a medias se identificaron restos de raíces. Estas rítmicas o varvas son descritas en detalle en el trabajo realizado por Casalins, (2009).

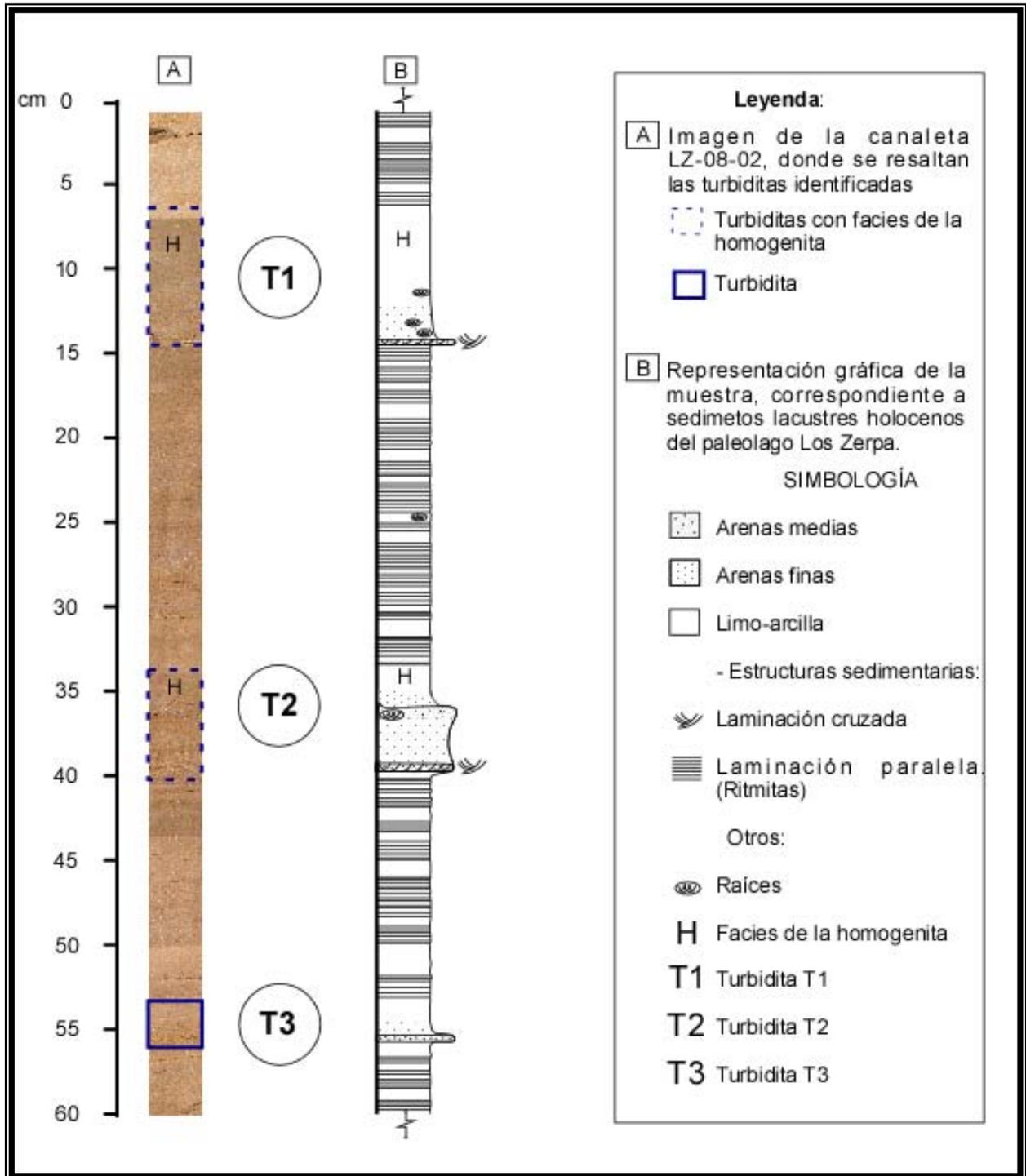


Figura 26. – Descripción estratigráfica de la canaleta LZ-08-02.



Interestratificadas con las rítmicas laminares fueron identificadas las facies turbidíticas como T1, T2 y T3, de más reciente a más viejo, según el principio de superposición. A través de la descripción detallada de estas se observaron subfacies, cuya distribución secuencial es comparable para las dos primeras turbiditas y diferente para la turbidita tres, de esta manera se estableció una nomenclatura para identificar las subfacies relativas a las dos primeras y una para la última (fig. 27.2). A pesar de que estas características particulares dentro de las facies turbidíticas, son denominadas como subfacies, para términos de este estudio se hará mención a estas como facies.

A continuación se presenta la descripción detallada de base a tope de las turbiditas:

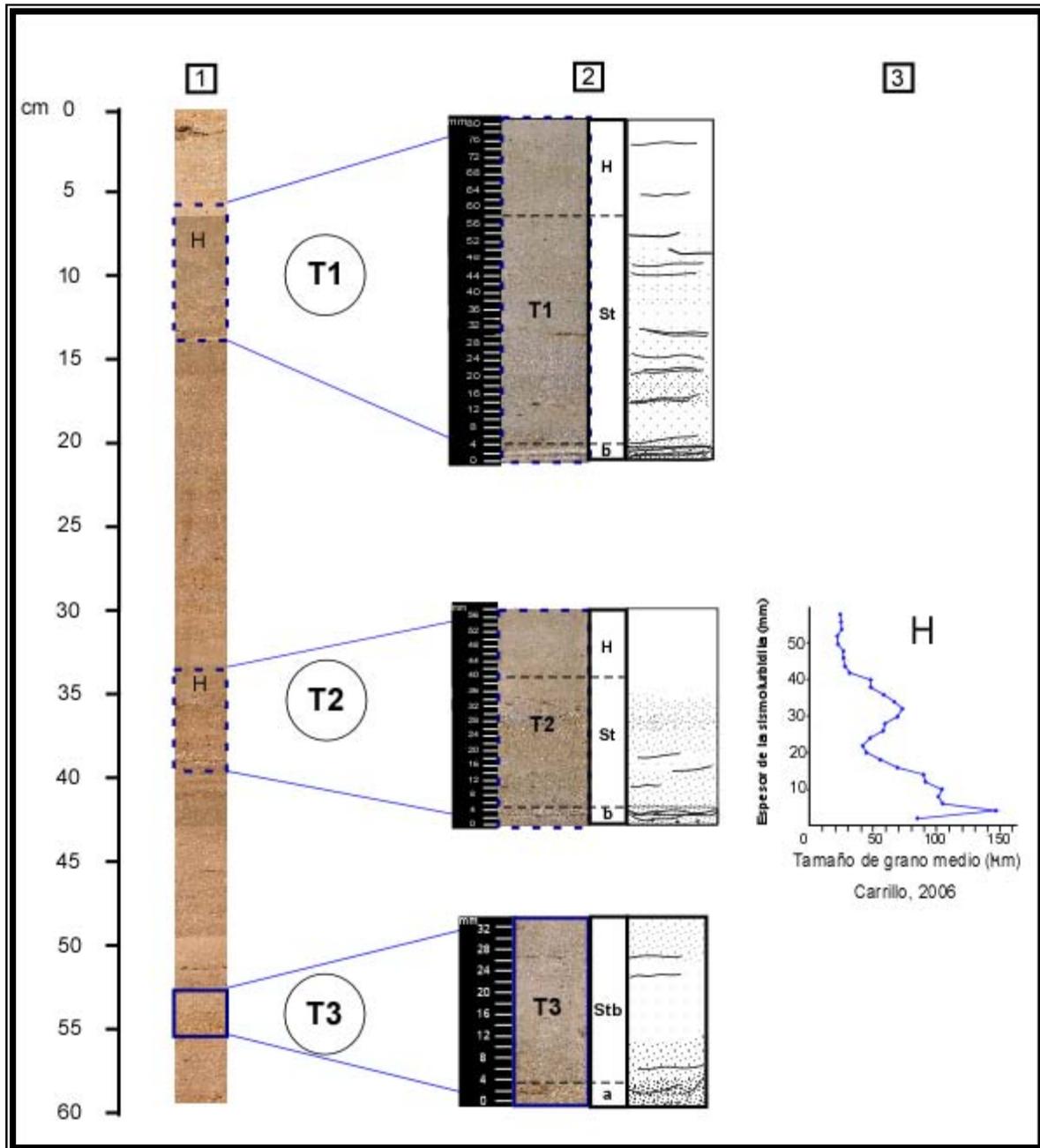
### **1.1.- Turbidita T1**

Con respecto a la canaleta, esta abarca el espesor correspondiente entre 46 y 54 mm con respecto a la base.

La base de la turbidita tiene 4 mm de espesor, se identifica como la facies “**b**” (fig. 27.2) y está constituida por arenas de fina a media, bien escogida. Presenta una coloración clara casi blanca; los minerales identificados fueron cuarzo, mica moscovita y feldespato. Se identificó como estructura sedimentaria propia de esta subfacies la laminación cruzada, indicativo de que la sedimentación de esta facies influenciada por el efecto de corrientes de fondo.

Suprayacente y en contacto gradacional se identificó la facies transicional “**St**”, que abarca el espesor comprendido entre 4 y 9,6 mm con respecto a la base. Está constituida por capas gradacionales normales, con arenas finas limosas a muy finas. Se identificaron cuatro capas gradacionales, que son descritas a continuación.

La primera capa de base a tope, tiene un espesor de 1 cm; es una capa gradacional, cuya gradación va de arena moderadamente escogida a arena limosa y limo arcilloso. A 5 mm con respecto a la base se observa un cambio abrupto entre la capa arena limosa a muy fina y media, y la gradación limo-arcillosa. En la base las tonalidades son oscuras con respecto a la secuencia y se visualizan tonalidades amarillentas; en cuanto a la mineralogía se establece el predominio de arcillas hacia el tope y granos de cuarzo, mica y feldespatos hacia la base, con contenido de limo. Asociado a la fracción arenosa se encontraron restos de raíces. Suprayacente, se identifica una capa de 0,8 cm de espesor, se



**Figura 27.** – Columna estratigráfica donde se muestran las turbiditas de la canaleta LZ-08-02. 1) Imagen de la columna litoestratigráfica. 2) Turbiditas identificadas en la canaleta LZ-08-02, donde se diferencian las turbiditas T1 (26.1), T2 (26.2) y T3(26.3), y se muestra la distribución de facies (cuya explicación se expone en el texto). 3) Gráfico de distribución de tamaño de grano para la turbidita T2, donde se identifica la facies de la homogenita (H); estudio realizado por Carrillo, 2006.



ubica entre 1,4 y 2,2 cm con respecto al tope; posee las mismas características que la anterior, la gradación de color es tenue.

Suprayacente y en contacto gradacional, se identifica una tercera capa de 1,6 mm de espesor, entre 2,2 y 3,8 cm; donde hay una gradación de la fracción arena limosa a limo, en ésta se observan laminaciones truncadas de arena muy fina; en la base la fracción de arena es mayor, en esta se observan granos de cuarzo y mica moscovita, también se observan tonalidades oscuras asociadas a la presencia de restos de raíces. La última capa de base a tope tiene un espesor de 2 cm (entre 3,8 y 5,8 cm), se observa una gradación de arena fina a muy fina, limo a arcilla, intracapa hay laminaciones de arena muy fina; la tonalidad varia de gris claro a oscuro. La mineralogía observada a través de la lupa corresponde a cuarzo, mica moscovita y minerales de arcilla.

Suprayacente y en contacto gradacional se identifica una sección de 2,8 cm de espesor, bastante uniforme y homogénea; en ésta no se observaron variaciones verticales, ni presencia de estructuras. Presenta una coloración gris oscura; en cuanto a la mineralogía se identificó, la presencia de mica muy fina y minerales de arcilla. Los últimos 6 mm de espesor se observó un predominio anormal de material arcilloso, sin micas. Esta fue definida como la facies de la homogenita “H” (ej.: Kasten y Cita, 1981; Chapron, 1999; Shiki *et al.* 2000; Carrillo, 2006), basado en las características observadas.

## 1.2.- Turbidita T2

La ubicación relativa de esta turbidita abarca un espesor entre 20,4 y 26,5 cm, con respecto a la base en la canaleta. La distribución de facies y sus características dentro de la turbidita T2 es similar a la ya descrita, por esta razón se emplea la misma nomenclatura para su descripción.

La base de la turbidita tiene 6 mm de espesor; ésta es definida como la facies “b”, que está constituida principalmente por arenas de grano medio a grueso. En cuanto al color presenta tonalidades claras a casi blanco; la mineralogía identificada consta de granos de cuarzo y mica moscovita. En esta la estructura sedimentaria identificada corresponde a laminación cruzada, asociada a depósitos generados por corrientes de energía relativamente alta. Asociado a la arenas se observaron restos de raíces, en estas área la coloración era marrón oscura.



Suprayacente y en contacto gradacional se identifica una facies de 3,2 cm de espesor, ubicada entre 0,6 y 3,8 cm con respecto a la base; en esta se identificaron una serie de capas con gradación normal e inversa, designada como facies transicional de la turbidita T2 “St”.

La primera capa de base a tope tiene 1,2 cm de espesor y presenta gradación normal de base a tope; a 0,4 cm con respecto a la base se visualizaron tonalidades más oscuras y amarillentas asociadas a restos de raíces que se vinculan con sedimentos de arena-limosa. Suprayacente a 0,8 cm con respecto a la base se observa un límite de acuerdo a la variación de la fracción, por una disminución en el tamaño de grano y cambios en la tonalidad de gris-marrón claro a oscuro. La capa contigua de 0,6 cm de espesor, ubicada entre 1,8 y 2,5 cm con respecto a la base de la turbidita; presenta gradación inversa, con material limoso-arcilloso en la base y hacia el tope arena-limosa, esto se visualiza tanto por el cambio de rugosidad, como por variaciones en las fracciones y el color, que varía de marrón claro a gris. La mineralogía asociada es análoga a la identificada a lo largo de la turbidita.

La última capa suprayacente y en contacto gradacional posee 1,4 cm de espesor; está constituida de base a tope por arena gruesa y media a media fina, arena limosa a limo arcilloso. A 0,4 cm de la base de la capa se observa que la proporción de la fracción arena aumenta considerablemente, y luego presenta una gradación inversa. En cuanto al color gradada de marrón claro en la base a gris hacia el tope; los minerales identificados corresponden a granos de cuarzo, mica moscovita y minerales de arcilla. Asociado a la fracción de las arenas se identificaron restos de raíces.

En contacto gradacional y suprayacente a la facies anterior, se identifica una facies homogénea de 2,0 cm de espesor; ésta está constituida de base a tope por limos arcillosos, no presenta cambios verticales aparentes. La mineralogía identificada corresponde a mica moscovita y minerales de arcilla.

Los datos de granulometría obtenidos a través del método de granulometría láser por Carrillo (2006), permitieron corroborar las características de esta facies, debido a la distribución continua reportada a partir de 40 mm con respecto a la base (fig. 27.3), correspondiente principalmente a las fracciones limo y arcillas < 3,9 y en menor proporción arenas finas y muy finas; esta distribución constata la homogeneidad observada, por lo que



es denominada facies de la homogenita “**H**”, en concordancia con lo reportado por Carrillo (2006).

Las descripciones de las turbiditas T1 y T2 permitieron identificar características litoestratigráficas definidas como facies, cuya distribución y en particular la identificación de las facies de la homogenita (ej.: Kasten y Cita, 1981), aunado a la actividad sismotectónica reportada en el área a través de registros sísmicos (ej.: Pérez y Mendoza, 1998), paleosísmicos (ej.: Audemard *et al.*, 2000; Carrillo *et al.*, 2006) y de desplazamiento de la falla (ej.: Schubert y Sifontes, 1981; Schubert y Sifontes, 1982), en conjunto con la revisión bibliográfica previa, permiten relacionar la generación de estos depósitos con la ocurrencia de sismos, por lo cual son denominadas sismoturbiditas (ej.: Mutti *et al.* 1984; Chapron *et al.*, 1999; Shiki *et al.*, 2000; Nakajima y Kanai, 2000; Carrillo, 2006).

### 1.3.- Turbidita T3

Esta turbidita se ubica hacia la base de la columna, entre 26 y 20,5 cm con respecto a la base (fig. 27.3); de acuerdo a lo observado se establece que sus características sedimentológicas corresponden a facies propias de la turbidita T3, por lo cual se establece una nomenclatura diferente a las ya descritas.

La base es identificada como facies “**a**” de la turbidita T3, tiene un espesor de 1,0 cm y se caracteriza por presentar arenas limosas de medias a gruesas los primeros 4 mm y los últimos 6 mm con respecto a la base de la turbidita. La proporción de arena es considerable, esto es notable a través del color, que varían de tonalidades claras a grisáceas, también se observan tonalidades amarillentas y oscuras. Los minerales identificados corresponden a granos de cuarzo, feldespato y mica moscovita.

Suprayacente y en contacto gradacional normal con la base, se identifica la facies de capas gradacionales de la turbidita T3 “**Stb**” que tiene 2,2 cm de espesor de base a tope; ésta está constituida por tres capas en contacto gradacional entre si, a describir a continuación.

La primera capa de base a tope tiene 1,0 cm de espesor, esta presenta gradación normal que va de arena limosa de gruesa a media; en cuanto al color, se observan tonalidades claras a lo largo de la distribución asociado a la mineralogía identificada, granos de cuarzo, feldespato, mica y minerales de arcilla.



Suprayacente y en contacto gradacional con la capa anterior, se identifica una capa de 0,6 cm de espesor con respecto a la base de esta; se observa una gradación normal de base a tope, que va de arena limosa gruesa a media. Los cambios en cuanto a color no son contrastantes; sin embargo, hacia la base se observa una lámina arenosa bastante clara, la mineralogía es igual a la anterior.

Suprayacente y en contacto abrupto con la capa anterior, se identifica una capa de 0,6 cm de espesor de base a tope. Es una capa de arena limosa de media a gruesa; en cuanto al color, se observa es más clara hacia la base donde se identifica una lamina delgada de arena, que presenta colores amarillentos y oscuros, estos últimos asociados a restos de raíces.

Una vez descritas las facies y aplicada la metodología experimental, se obtuvo una matriz de datos para cada turbidita la cual fue analizada de acuerdo a lo planteado, a continuación se exponen los resultados obtenidos del análisis estadístico de estos datos.

## **2.- Análisis estadístico de los datos**

En esta sección se hace referencia a la metodología aplicada por Montero, (2004); el cual propone la realización de un tratamiento previo de la data, basado en la comparación de los datos con el límite de determinación e imputación de aquellos valores que sean inferiores a este, por dos tercios del límite de determinación, a lo que denomina tratamiento de ceros por redondeo (Martín-Fernández *et al.*, 2003).

En el presente estudio se realizó el reemplazamiento multiplicativo o en su defecto la eliminación de la variable, en aquellos casos donde la cantidad de valores nulos representaban más de 18% de la data. Partiendo de esta premisa, se obtuvo que de 19 variables medidas luego de la depuración de los datos, fueron eliminadas cuatro para el caso de la turbidita T1 y cinco para el caso de la turbidita T2 y T3.

A partir de esta matriz de datos depurada por turbidita se realizaron los perfiles geoquímicos y los perfiles de acumulación porcentual, así como también las relaciones elementales.

Bajo estas condiciones se llevó a cabo el análisis exploratorio de los datos, a través de una serie de herramientas gráficas que permitieron observar el comportamiento de las variables y su distribución. Posteriormente y cumpliendo una serie de parámetros



establecidos, se aplicó el análisis estadístico multivariado, que en conjunto con los perfiles generados, permitieron diferenciar los cambios de los atributos químicos en función a la altura estratigráfica.

## 2.1.- Estadística descriptiva: Análisis exploratorio de los datos

Para el análisis exploratorio de los datos se empleó como herramienta gráfica para la interpretación de las distribuciones, los gráficos de caja y bigote (*Box-plot*). A partir de estos, fue posible identificar la media, los valores extremos (mínimo y máximo) dentro de la distribución, los datos anómalos y anómalos extremos. A través de los gráficos se pudieron observar una serie de características atribuidas a la distribución; en función a la ubicación de la media se pudo constatar que aproximadamente un 75% de las variables presentan una distribución asimétrica, ya sea positiva o negativa, lo que puede estar asociado a una distribución en forma de “J” invertida, que es la distribución propia de los elementos medidos en muestras naturales. Muchas de las variables presentaron distribuciones sin anómalos; otras presentaron anómalos que no alteraban la distribución, en algunos casos esto ocurría bajo la influencia de valores anómalos extremos.

Para la sismoturbidita **T1**:

1. Los óxidos y elementos que presentaron una distribución cercana a la normalidad fueron  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Sr}$ ; estos muestran asimetría positiva, a excepción del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MnO}$ , cuya distribución tiende a la simetría.
2.  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Cu}$  y  $\text{Zr}$ , presentaron valores anómalos próximos a la distribución, los valores extremos los exhibieron el  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y los elementos  $\text{Zn}$  y  $\text{Cr}$  (fig. 44, apéndice b).

En el caso de la sismoturbidita **T2**:

1. Los óxidos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  y el elemento  $\text{Cu}$ , presentaron distribuciones sin anómalos con asimetría positiva; para los casos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Cu}$  se observaron distribuciones próximas a la simetría, a diferencia de los elementos restantes.



2. Las distribuciones con valores anómalos fueron identificadas para los óxidos  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ , y los elementos Sr, Zn y Zr, cuyos datos estaban por encima del valor máximo de la variable.
3. Solo en el caso del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , la proporción de los valores anómalos se encontraron por debajo y por encima de los valores extremos, dando cierta simetría a la distribución.
4. En el caso de las variables MnO y Ba, presentaron valores anómalos extremos (fig. 45, apéndice b).

Al observar la distribución de las variables para la turbidita **T3**, se observó:

1. El 78% de los atributos determinados presentaron distribuciones sin anómalos; en su totalidad el patrón de las distribuciones se aproximó a la simetría.
2. Solo Zr, Sr y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  presentaron valores anómalos, los dos últimos mostraron valores extremos (fig. 46, apéndice b).

Un ejemplo de las distribuciones observadas por turbidita para dos variables se muestra en la figura 28.

Otra herramienta gráfica utilizada fueron los histogramas de frecuencia, en general las distribuciones de los elementos para cada turbidita presentaba características similares a las observadas a través de los gráficos de caja y bigote. Las distribuciones fueron unimodales en la mayoría de los casos; en paralelo se aplicaron las pruebas de normalidad correspondientes.

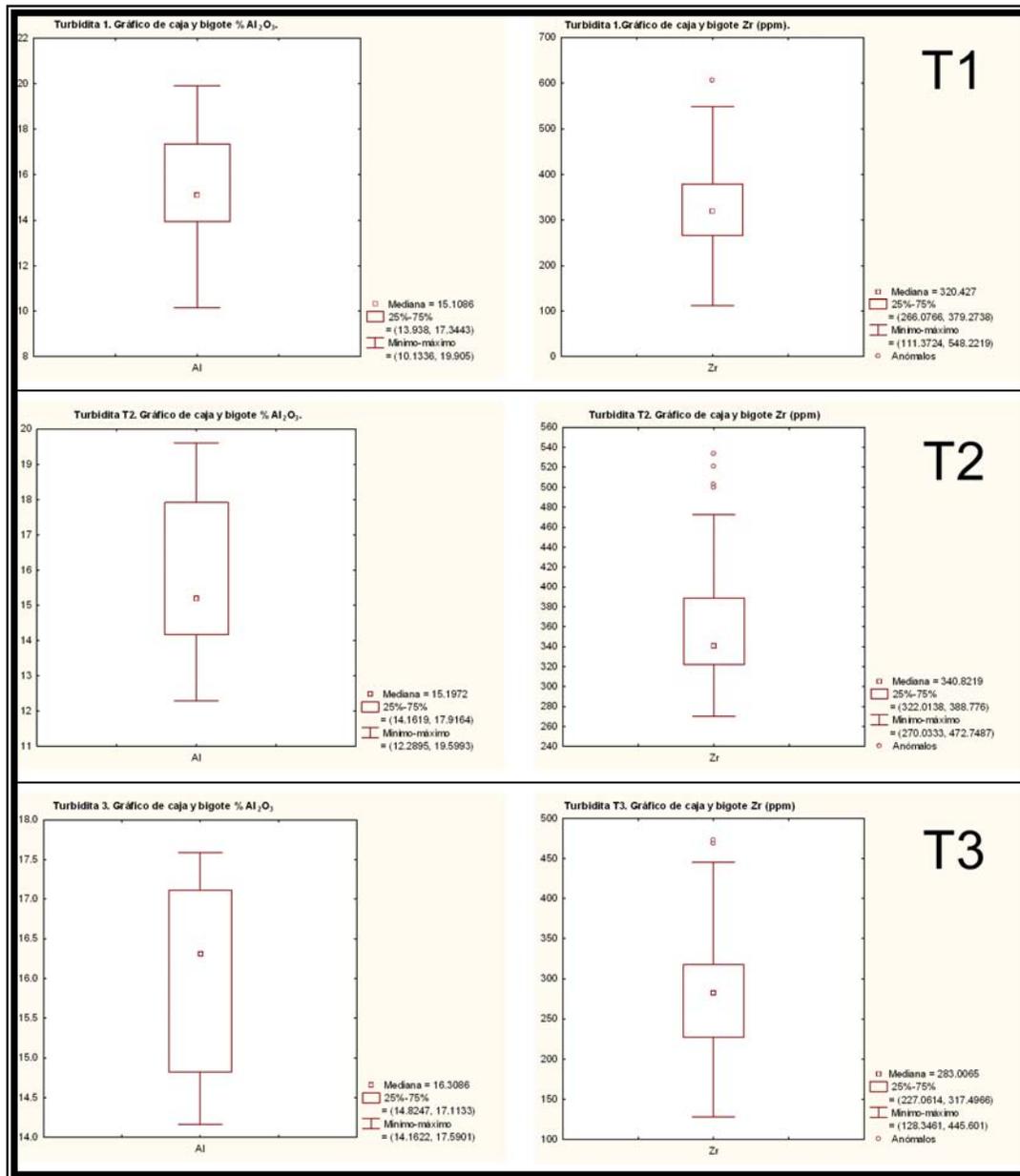


Figura 28. – Gráficos de caja y bigote, donde se muestran las distribuciones por turbidita para aluminio y zirconio.

Las pruebas aplicadas para determinar la normalidad univariante, fueron *Kolmogorov-Smirnov* y *Shapiro-Wilk*'s. La prueba de *Kolmogorov-Smirnov* es un *test* de normalidad basado en la máxima diferencia entre la distribución acumulativa de la muestra y la distribución acumulativa hipotética; de esta manera para un número dado de datos se realizó la comparación entre el "d" experimental y el "D<sub>n</sub>" teórico, éste último se obtuvo a



partir de datos estadísticos tabulados para un nivel de significancia de 95%. Para que la distribución sea normal debe cumplir la hipótesis nula planteada, tal que la “Dn” sea mayor que la “d” experimental (así se tiene,  $P(d \leq Dn) = 0,05$ ).

Por otra parte y paulatinamente se aplicó la prueba *Shapiro-Wilk’s*, esta prueba es más robusta en comparación con la anterior, y se aplica para una número limitado de muestras (como máximo  $n=50$ ). Para esta, la hipótesis nula se basa en que el valor práctico para la distribución del estadístico debe ser mayor al valor teórico, para un nivel de significancia de 95% (tal que  $P(w > W_T) = 0,05$ ).

**Tabla 5.-** Aplicación de pruebas de normalidad Kolmogorov-Smirnov y Shapiro-Wilk’s, para un intervalo de confiabilidad de 95%, sismoturbidita T1 (información referente a los datos de las turbiditas restantes se muestran en las tablas 22 y 23, apéndice B). Para Kolmogorov-Smirnov,  $P(d \leq Dn) = 0,05$ ; donde  $Dn = 0,327$ , para 16 muestras; en el caso de Shapiro-Wilk’s,  $P(w > W_T) = 0,05$ ; donde  $W_T = 0,887$ , para 44 muestras.

Elementos	Datos crudos			
	Kolmogorov-Smirnov		Shapiro-Wilk’s	
	Teórico	Práctico	Teórico	Práctico
Al	0,2050	0,12587	0,944	0,95022
Ba	0,2050	0,12655	0,944	0,9458
Ca	0,2050	0,10807	0,944	0,95448
Cu	0,2050	0,09473	0,944	0,97029
Cr	0,2050	0,25411	0,944	0,50957
Fe	0,2050	0,08212	0,944	0,97634
K	0,2050	0,08321	0,944	0,96477
Mg	0,2050	0,14131	0,944	0,96284
Mn	0,2050	0,09249	0,944	0,9811
Na	0,2050	0,0989	0,944	0,97452
Si	0,2050	0,09242	0,944	0,96264
Sr	0,2050	0,15508	0,944	0,96242
Ti	0,2050	0,10726	0,944	0,96944
Zn	0,2050	0,21035	0,944	0,9301
Zr	0,2050	0,12114	0,944	0,96184

A partir de la aplicación de los estadísticos se obtuvo que la mayoría de las variables, de acuerdo a lo establecido por la prueba de *Kolmogorov-Smirnov* presentan una distribución normal; sin embargo esto en ciertos casos no coincidía con los resultados obtenidos por la prueba *Shapiro-Wilk’s* (tabla 5. Tablas 22 y 23, apéndice b). En estos casos los valores anómalos identificados fueron sustituidos por la mediana recalculada (Montero, 2007), de tal manera que las sustituciones no fueran representativas en



comparación a la totalidad de los datos; cabe destacar que al realizar los análisis multivariados tanto con los datos sustituidos como sin sustituir, las asociaciones elementales eran iguales por lo cual se decidió trabajar con la primera matriz de datos, esto es favorable debido a que previene la alteración de las relaciones elementales naturales producto del proceso de depositación y sedimentación de las facies turbidíticas.

Una vez verificada la normalidad univariante de los datos por facies turbidítica se procedió a aplicar la estadística multivariada, cuyos resultados son mostrados a continuación.

## **2.2.- Estadística multivariada**

El análisis estadístico multivariado se realizó en una primera parte, a través de la aplicación del método de agrupamiento o “*cluster*” para cada una de las turbiditas, en este se consideraron todos los elementos determinados y las muestras correspondientes; de tal manera que las asociaciones elementales obtenidas, son el resultado de los procesos que se produjeron durante la depositación de las turbiditas en el ambiente de sedimentación. Para la obtención de las asociaciones, el corte del cuadrado de la distancia euclidiana se realizó en la coordenada relativa de mayor disimilitud, de esta manera para cada turbidita se identificaron dos asociaciones.

En función a las asociaciones elementales obtenidas se realizó el análisis por agrupamiento restringido o “*cluster constrained*”, en este se respetó la posición estratigráfica de las muestras, cuyo agrupamiento estableció las quimiofacies correspondientes a cada asociación; de esta manera se observaron los cambios y la distribución propia de las quimiofacies a lo largo de la turbidita. Para dicha identificación se estableció como criterio la realización de dos cortes; un primer corte, el más lejano con respecto a la escala de disimilitud, permitió identificar las quimiofacies y un segundo corte, permitió establecer quimiofacies de segundo orden, este se efectuó en el punto más próximo con respecto a la escala de disimilitud. Los resultados son mostrados a continuación para cada una de las turbiditas en estudio.



### **2.2.1.- Turbidita T1**

#### Análisis de agrupamiento “cluster”

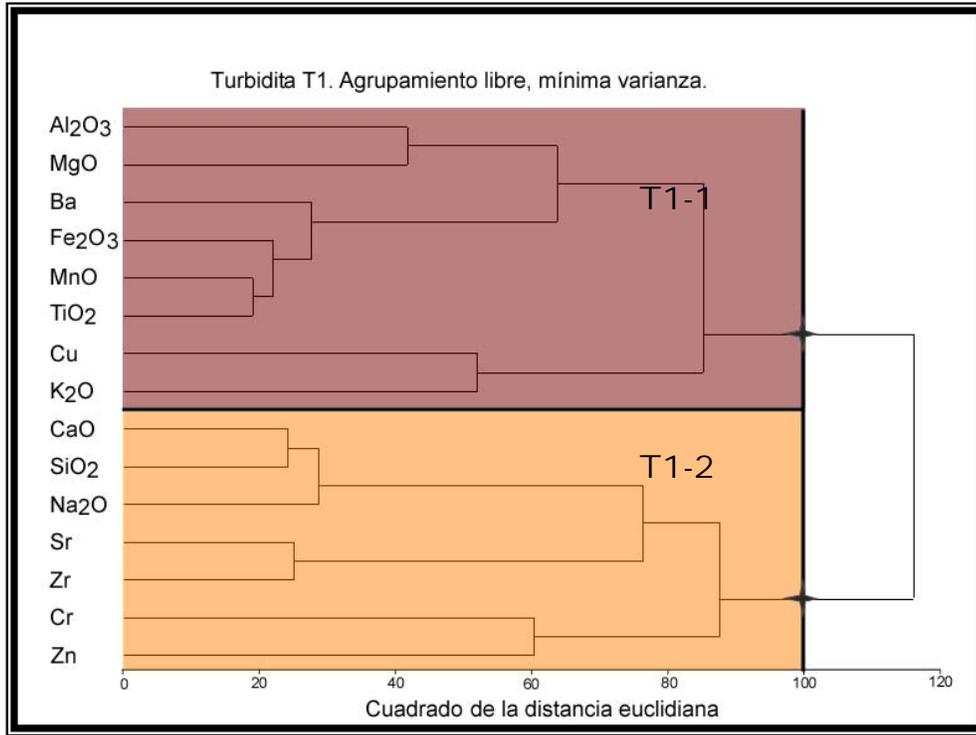
Al realizar el corte del cuadrado de la distancia euclidiana en 100 (fig. 29) se obtuvieron dos asociaciones, en la primera se encuentran agrupados los óxidos de aluminio, magnesio, hierro, manganeso, titanio, potasio y los elementos bario y cobre; en la segunda se vinculan los óxidos de calcio, silicio, sodio y los elementos estroncio, circón, cromo y zinc.

Ambas asociaciones están representadas cada una por elementos litófilos mayoritarios  $Al_2O_3$  y  $SiO_2$ , lo que indica que las facies están dominadas por la depositación de sedimentos clásticos; este agrupamiento separado sugiere una diferenciación de las fases minerales a la que estos elementos se encuentran vinculados. De tal manera que la agrupación del aluminio con otros elementos y su separación del silicio, indica que hay un enriquecimiento relativo de este, relacionado con la identificación de aluminosilicatos. Por otra parte la asociación del silicio con otros elementos, se atribuye a la identificación de granos de cuarzo y feldespatos.

Dicha diferenciación está vinculada con la granulometría contrastante que se observa en la facies “b” y “H”, por esta razón la asociación uno se denomine como **facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos (T1-1)** y la asociación dos, **facies de sedimentos clásticos arenosos (T1-2)** (tabla 6).

#### Análisis de agrupamiento restringido (*cluster constrained*)

Para esta turbidita se identificaron dos asociaciones elementales, propiamente T1-1 y T1-2 (tabla 6); en base a esto se realizó el análisis de agrupamiento restringido por asociación elemental y conservando la posición de las muestras.



**Figura 29.-** Dendrograma de agrupamiento libre correspondiente a la turbidita T1, donde se muestra la asociación de los atributos químicos determinados T1-1 y T1-2, al realizar el corte en 100 con respecto al cuadrado de la distancia.

**Tabla 6.-** Asociaciones elementales y correlación con las facies de sedimentos clásticos constituyentes de la turbidita T1.

	Asociaciones elementales	Vinculo de facies
T1-1	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MnO, TiO <sub>2</sub> , K <sub>2</sub> O, Ba y Cu	Facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos
T1-2	CaO, SiO <sub>2</sub> , Na <sub>2</sub> O , Sr, Zr, Cr y Zn	Facies de sedimentos clásticos arenosos



→ **Asociación elemental facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos, turbidita T1 (T1-1):**

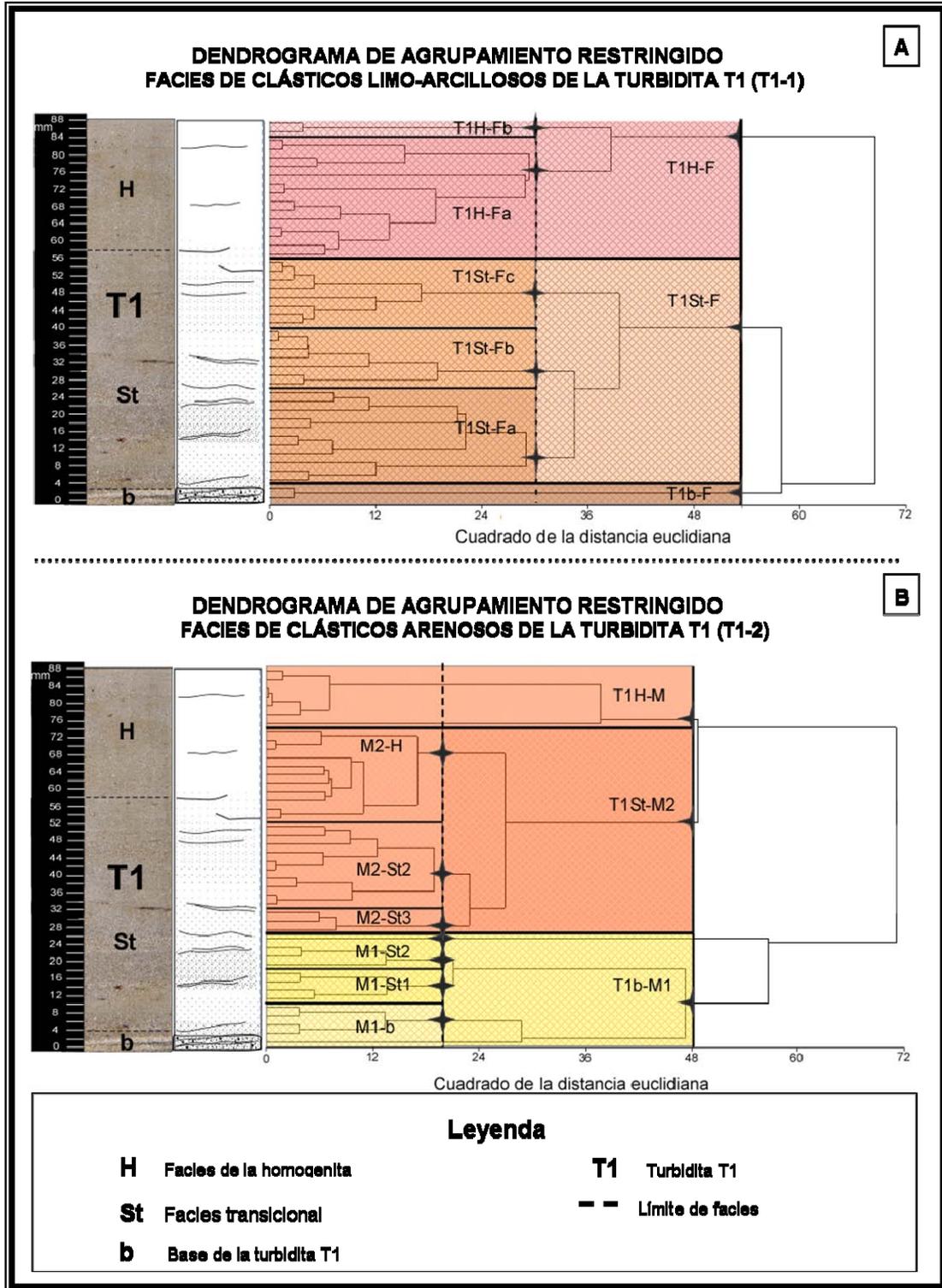
El análisis de agrupamiento restringido para **T1-1**, cuya asociación está representada por las fases minerales de los aluminosilicatos en relación al vínculo con el  $Al_2O_3$  y otros elementos asociados a este, como el  $Fe_2O_3$ , sustenta esta asociación y lo relacionan con fracciones limo-arcillosas.

El criterio para realizar el corte fue la identificación de los grupos más disímiles entre sí, debido a que mientras mayor es el cuadrado de la distancia euclidiana, mayor es la diferenciación entre las clases (Martin-Fernández, 2000). Al realizar el corte en 53 con respecto a la coordenada relativa de disimilitud, se identificaron tres quimiofacies, cuya delimitación permite diferenciar las variaciones composicional vertical relativa a la distribución de los aluminosilicatos. De esta manera se obtuvo:

La Quimiofacies Clásticos Limo-arcillosos base de la Turbidita T1 (T1b-F), que abarca 4 mm de base a tope y se relaciona con la base de la facies “b” de la turbidita, ésta representa los sedimentos clásticos finos y aluminosilicatos presentes en la base; así mismo fue identificada la Quimiofacies Clásticos Limo-arcillosos de la Facies Transicional (T1Sb-F), comprende el espesor entre 4 y 56 mm con respecto a la base, que se relaciona con el tope de la facies “b” y las capas gradacionales normales características de la facies transicional “St” la turbidita T1. Hacia el tope se identificó la Quimiofacies Clásticos Limo-arcillosos de la Homogenita (T1H-F), se ubica entre 56 y 88 mm con respecto a la base, este se relaciona con la facies de la homogenita (H) caracterizada por el predominio de fases minerales de arcilla y limo, o fracciones finas.

La identificación de estas quimiofacies permitió redefinir la posición estratigráfica de la facies de la homogenita “H” y establece la distribución de los elementos constituyentes de las fases minerales aluminosilicatadas y otras fases asociadas, en las facies transicional “St” y base “b”.

Un segundo corte fue realizado en 30 con respecto al cuadrado de la distancia euclidiana, de esta manera fue posible observar cambios menores dentro de las quimiofacies establecidas. A través de esto se identificaron subquimiofacies vinculadas a la facies transicional (St), que indica los cambios relativos a las capas gradacional; por otra



**Figura 30.-** Dendrogramas de agrupamiento restringido para la turbidita T1, en función a las asociaciones interelementales identificadas (T1-1 y T1-2). (A) Dendrograma de agrupamiento restringido, asociación elemental T1-1. (B) Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación T1-2.



parte las subquimiofacies vinculadas con la facies de la homogenita, expone la diferenciación de las muestras de la base y del tope de esta facies. Las quimiofacies de segundo orden se muestran a continuación.

Las subquimiofacies derivadas de la quimiofacies **T1Sb-F** (fig.30.A), son identificadas de base a tope como:

1. La subquimiofacies **T1St-Fa (Subquimiofacies Transicional Clásticos Limo-arcillosos Base de la Facies Gradacional)** comprende un espesor de 22 mm, entre 4 y 26 mm con respecto a la base; ésta se relaciona con el tope de la facies “b” y la base de la facies “St” de la turbidita, que corresponde en función a su ubicación a las capas uno y dos de dicha facies.
2. La subquimiofacies **T1St-Fb (Subquimiofacies Transicional Clásticos Limo-arcillosos de la Facies Transicional Medio)** posee 14 mm de espesor de 26 a 40 mm con respecto a la base y se relaciona con la capa gradacional tres de la facies transicional “St”.
3. La subquimiofacies **T1St-Fc (Subquimiofacies Transicional Clásticos Limo-arcillosos Tope de la Facies Transicional)** posee 16 mm de espesor, entre 40 y 56 mm con respecto a la base; esta quimiofacies menor se vincula con la capa gradacionales del tope de la facies “St”, en específico la capa cuatro de dicha facies.

De igual manera para la quimiofacies **T1H-F** (fig. 30.A) se identificaron dos subquimiofacies, de base a tope son:

1. La subquimiofacies **T1H-Fa (Subquimiofacies de la Facies de la Homogenita de la Turbidita T1)**, abarca 28 mm de espesor, entre 56 y 84 mm con respecto a la base de la turbidita; esta quimiofacies menor se relaciona con la facies de la homogenita y permite diferenciar la base del tope de dicha facies.
2. La subquimiofacies **T1H-Fb (Subquimiofacies Tope de la Facies de la Homogenita de la Turbidita T1)**, posee 4 mm de espesor, entre 84 y 88 mm con respecto a la base; ésta representa una capa de arcilla identificada hacia el tope de la facies de la homogenita de la turbidita T1.



→ **Asociación elemental facies de sedimentos clásticos arenosos turbidita T1 (T1-2):**

Esta agrupación se relaciona a los elementos vinculados a fases clásticas representada por el  $\text{SiO}_2$ , su relación opuesta con la asociación T1-1 establece variaciones en el proceso de depositación de las fases minerales constituyente y su diferenciación de acuerdo a la fracción de base a tope; a partir del primer corte establecido en 48 unidades con respecto a la escala de disimilitud (cuadrado de la distancia euclidiana) se identificaron tres quimiofacies, que indican la diferenciación y distribución de los elementos constituyentes de la fracción arenosa (fig. 30.B).

La primera unidad quimioestratigráfica identificada como **Quimiofacies Clástica Arenosa de la Base (T1b-M1)**, abarca los primeros 26 mm de espesor con respecto a la base; comprende las facies “b” y la base de la facies transicional “St”, lo que permite establecer la composición similar de las muestras asociadas que presenta una mayor concentración de los elementos vinculados.

La quimiofacies suprayacente denominada **Quimiofacies Clásticas Arenosas Transicional (T1Sb-M2)**, abarca el espesor comprendido entre 26 y 74 mm con respecto a la base, y se relaciona con el tope de la facies transicional y la base de la facies de la homogénita, lo que indica el predominio de la fracción arenosa fina y disminución de los clásticos medios. Hacia el tope de la turbidita se identifica la **Quimiofacies Clástica Arenosa Tope de la Turbidita 1 (T1H-M)**, posee un espesor de 14 mm, ubicada a 88 mm con respecto a la quimiofacies anterior; establece la disimilitud composicional de las muestras agrupadas con respecto al resto de la secuencia, donde disminuye la concentración relativa de los elementos vinculados.

Estas quimiofacies permiten establecer los límites entre las facies identificadas, sin embargo su relación con las arenas desde el punto de vista composicional establece un criterio de peso para delimitar la base de la secuencia, la cual se relaciona con la quimiofacies T1b-M1.

Por otra parte un segundo corte fue realizado a una distancia de 19,8 del cuadrado de la distancia euclidiana, de esta manera se identificaron subquimiofacies asociadas a la quimiofacies ya descritas, que permitieron definir cambios menores vinculados a variaciones composicionales producto de cambios en la energía durante la sedimentación



Asociadas a la quimiofacies T1b-M1, fueron identificadas tres quimiofacies de segundo orden, que de base a tope se definen como:

1. La subquimiofacies **M1-b (Subquimiofacies Base de la Turbidita)**, de 1 cm de espesor con respecto a la base de la turbidita, ésta comprende la facies “b” caracterizada por el predominio de las fracciones arenosas, es decir granos de cuarzo y feldespatos.
2. La subquimiofacies **M1-St1 (Subquimiofacies Clástica Arenosa Gradacional)**, posee 8 mm de espesor, comprende las muestras ubicadas entre 10 y 18 mm con respecto a la base de la turbidita.
3. La subquimiofacies **M1-St2 (Subquimiofacies Clástica Arenosa Transicional de la Base)** de 8 mm de espesor, se ubica entre 18 y 26 mm con respecto a la base.

Relativas a la quimiofacies T1Sb-M2, se identificaron tres quimiofacies de segundo orden, definidas de base a tope como:

1. La subquimiofacies **M2-St3 (Subquimiofacies Clástica Arenosa Transicional Tope de la Capa Tres)** abarca 8 mm de espesor y se relaciona a las muestras correspondientes al tope de la capa tres de la facies “St” de acuerdo a la descripción litoestratigráfica.
2. La subquimiofacies **M2-St2 (Subquimiofacies Clástica Arenosa Transicional Tope de la Facies “St”)** se relaciona con la capa cuatro de la facies “St”, posee 2,0 cm de espesor y su ubicación relativa se extiende de 32 a 52 mm con respecto a la base de la turbidita. Esta subquimiofacies están vinculadas a la transición entre la facies “St” y la facies de la homogenita “H”.
3. La tercera subquimiofacies, es definida como **M2-H (Subquimiofacies Clástica Arenosa Base de la Homogenita)**, posee 2,2 cm de espesor, entre 52 y 74 mm con respecto a la base de la turbidita; este agrupa a las muestras correspondientes a la base de la facies de la homogenita, esto se vincula con un disminución en las concentraciones de los elementos constituyentes de la asociación T1-2, como se muestra en la próxima sección a través de los perfiles de concentración.



Los resultados obtenidos a partir del análisis de agrupamiento restringido, permitieron redefinir los límites entre las facies identificadas para la turbidita T1; en las secciones subsiguientes dichos límites serán señalados y las discusiones serán realizadas en base a estos.

A continuación se describen los resultados producto del análisis por agrupamiento restringido para las variables determinadas para turbidita T2, de la cual se poseen datos de granulometría lo que corrobora la nomenclatura establecida para la turbidita T1.

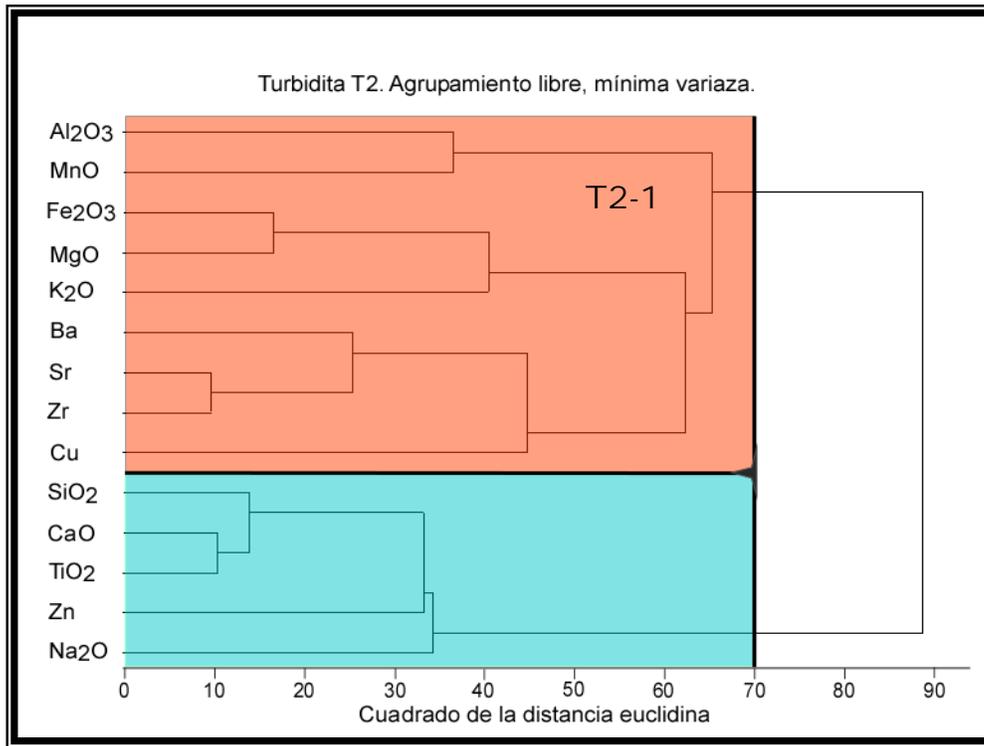
### **2.2.2.- Turbidita T2**

#### Análisis de agrupamiento libre (*cluster*)

Al realizar el corte del cuadrado de la distancia euclidiana en 70 de acuerdo a la escala de disimilitud establecida, se identifican dos grupos de elementos característicos para la turbidita T2 (fig. 31).

El primer grupo T2-1, asocia a los óxidos aluminio, manganeso, hierro, magnesio, potasio, y los elementos bario, estroncio, circón y cobre, estos atributos están vinculados a las fases de sedimentos clásticos finos, específicamente a la fracción limo-arcillosa predominante hacia el tope de la secuencia (fig. 32. A.2), basado en esto se denomina a esta asociación “Asociación de clásticos finos limo-arcillosos de la turbidita T2 (T2-1)”.

El segundo grupo T2-2 relaciona a los óxidos de silicio, calcio, titanio y sodio, y el elemento traza zinc, asociado a la facies de las arenas predominantes hacia la base de la secuencia; basado en esto se le denomina “asociación de clásticos facies arenosas de la turbidita (T2-2)”.



**Figura 31.-** Dendrograma de agrupamiento libre correspondiente a la turbidita T2, donde se muestra la asociación de los atributos químicos determinados T2-1 y T2-2, al realizar el corte en 70 con respecto al cuadrado de la distancia.

**Tabla 7.-** Asociaciones elementales relacionadas a las facies de sedimentos constituyentes de la turbidita T2.

	<b>Asociaciones elementales</b>	<b>Vinculo de facies</b>
<b>T2-1</b>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MnO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO, K <sub>2</sub> O, Ba, Sr, Zr y Cu	Facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos
<b>T2-2</b>	SiO <sub>2</sub> , CaO, TiO <sub>2</sub> , Na <sub>2</sub> O y Zn	Facies de sedimentos clásticos arenosos



### Análisis de agrupamiento restringido “*cluster constrained*”

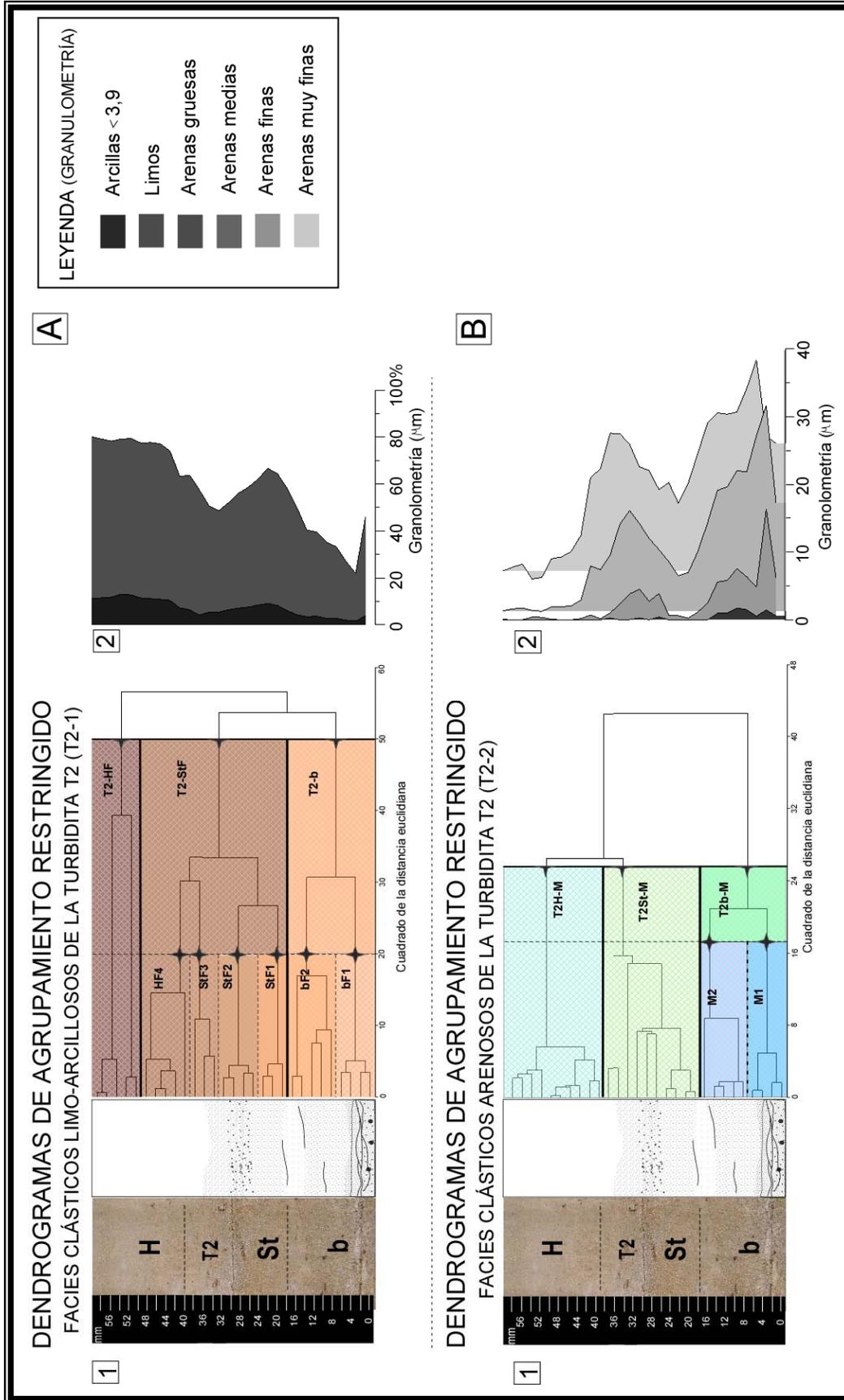
De acuerdo a las asociaciones elementales obtenidos a partir del análisis por agrupamiento (tabla 7), se elaboraron los dendrogramas de agrupamiento restringido para cada asociación. En este contexto, se identificaron las quimiofacies y subquimiofacies correspondientes al realizar dos cortes con respecto a la coordenada relativa de disimilitud, tomando como criterio el más distante y el más próximo.

#### → **Asociación elemental facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos, turbidita T2 (T2-1):**

Al llevar a cabo un corte grueso de acuerdo a la mencionada escala de disimilitud (55 coordenada relativa de escala de disimilitud, cuadrado de la distancia euclidiana), se identificaron tres quimiofacies (fig. 32. A.1).

La **Quimiofacies de Clásticos limo-arcillosos Base de la Turbidita T2 (T2b)** posee 1,8 mm de espesor con respecto a la base de la secuencia, este permite definir la base de la turbidita T2, de acuerdo a la quimiofacies identificada y su relación con la granulometría donde se identifica menos proporción relativa de la fracción limo-arcillosa. Suprayacente es definida la **Quimiofacies Clásticos limo-arcillosos Transicional de la Turbidita T2 (T2StF)**, comprende la facies transicional “St” caracterizada por presentar capas gradacionales normales e inversas, cuyo contraste es observado a través de la distribución granulométrica (fig. 32. A.2); y la base de la facies de la homogenita “H” de la turbidita T2, caracterizada por un predominio de la fracción limo-arcillosa en esta se observa un incremento progresivo de estas fracciones; esta quimiofacies posee 8 mm de espesor y se ubica entre 40 y 58 mm con respecto a la base de la turbidita. Por otra parte hacia el tope se identificó la **Quimiofacies de Clásticos Limo-arcillosos Facies Homogénea (T2H-F)**, representa un espesor de 1,0 cm de tope a base y se relaciona con las cinco muestras correspondientes al tope de la facies de la homogenita, que se caracteriza por presentar fases minerales de arcilla y mica moscovita, de acuerdo a lo descrito.

Un segundo corte fue realizado en 20 con respecto al cuadrado de la distancia euclidiana, con el fin de obtener información a detalle de los cambios intraquimiofacies y su relación con las facies caracterizadas a través de su distribución de tamaño de grano; de esta forma fueron identificadas las quimiofacies menores, definidas a continuación.



**Figura 32.-** Dendrograma de agrupamiento restringido para la turbidita T2. (A) Asociación elemental T2-1. (A.1) Dendrogramas de agrupamiento restringido para la asociación de clásticos limo-arcillosos y su relación con los datos granulométricos para la fracción limo-arcilla (A.2). (B) Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación clásticos arenosos (B.1), y su relación con la distribución de las arenas gruesas, medias, finas y muy finas (B.2).



Relacionadas a la quimiofacies T2-F1, se identificaron dos subquimiofacies a describir de base a tope, como:

1. Subquimiofacies bF1 (Subquimiofacies Clásticos limo-arcillosos de la Base de la Turbidita T2) posee 8 mm de espesor con respecto a la base de la turbidita, se caracteriza por presentar las proporciones relativas más bajas de la fracción limo-arcillosa con respecto a toda la secuencia y por ende altas concentraciones de los elementos vinculados a la asociación T2-1.
2. Subquimiofacies bF2 (Subquimiofacies Clásticos limo-arcillosos tope de la base de la turbidita T2) comprende el espesor relativo al tope de la base de la turbidita T2, ubicado entre 8 y 18 mm con respecto a la base; esto indica la gradación normal que se observa de base a tope en esta sección.

→ **Asociación elemental facies de sedimentos clásticos arenosos, turbidita T2 (T2-2)**

El primer corte (25,4 de acuerdo al cuadrado de la distancia euclidiana) permitió identificar tres quimiofacies T2b-M, T2St-M y T2H-M (fig. 32. B.1): la **Quimiofacies Clásticos Arenosos Base de la Turbidita T2 (T2b-M)**, tiene 18 mm de espesor con respecto a la base de la turbidita, esta quimiofacies abarca en su totalidad la facies “b”, caracterizada por el predominio de las arenas medias finas, esto se refleja en los perfiles quimioestratigráficos de los elementos de la asociación T2-2.

Suprayacente se identifica la segunda quimiofacies de base a tope, definida como **Quimiofacies Clásticos Arenosos de la Facies Transicional “St” (T2St-M)**, posee 2,2 cm de espesor y abarca la facies transicional “St” de la turbidita; en esta se observa un predominio de la fracciones de arena media a fina y muy fina, lo cual se vincula con la composición de las muestras asociadas. La **Quimiofacies Clásticos Arenosos de la Facies Homogénea “H” (T2H-M)** posee 2,0 cm de espesor, ubicado entre 40 y 58 mm con respecto a la base; se relaciona con la facies de la homogenita caracterizada por presentar un proporción menor de esta fracción, como se observa en la figura 32 B.2.

Al realizar un segundo corte en 17,25 unidades del cuadrado de la distancia euclidiana, se identificaron dos subquimiofacies derivadas de la quimiofacies T2b-M que



permitieron determinar los cambios durante el proceso de sedimentación de las fracciones de las arenas, estas se definen como:

1. M1 (Subquimiofacies de Clásticos Arenosos Facies “b” Inferior) de 8 mm de espesor, representa la sección inferior de la facies “b” de la turbidita T2, caracterizada por el predominio de la fracción de las arenas.
2. M2 (Subquimiofacies de Clásticos Arenosos Facies “b” Superior) de 1,0 cm de espesor, entre 8 y 18 mm con respecto a la base de la turbidita; el límite entre ambas subfacies representa la transición en el régimen de energía y depositación de las fracciones, este se determina a través del cambio composicional y granulométrico.

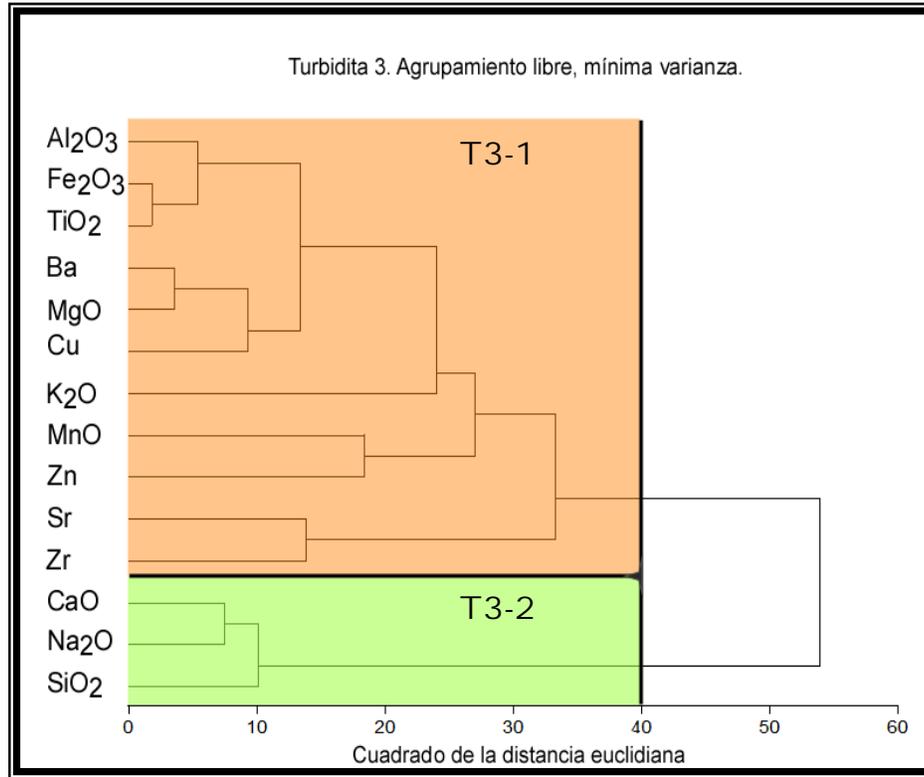
### **2.2.3.- Turbidita T3**

#### Análisis de agrupamiento libre (*cluster*)

La turbidita T3 presenta dos grupos al realizar el corte en 40, con respecto a la escala de disimilitud (cuadrado de la distancia euclidica) (fig. 33); las asociaciones elementales establecen que:

La asociación T3-1 relaciona a los óxidos de aluminio, hierro, titanio, magnesio, potasio y manganeso, así como a los elementos bario, cobre, estroncio, zinc y circón, elementos incorporados a la fracción limo-arcillosa en relación a lo obtenido para la turbidita T2, en lo referente a la relación variación de la distribución de las quimiofacies en relación a la granulometría. Éstos son definidos como asociación de facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos para la turbidita T3.

Por su parte la segunda asociación T3-2, agrupa a los óxidos de calcio, sodio y silicio, elementos constituyentes de fases minerales vinculados posiblemente a la fracción arenosa, por lo cual son denominados facies de sedimentos clásticos arenosos de la turbidita T3.



**Figura 33.-** Dendrograma de agrupamiento libre correspondiente a la turbidita T3, donde se muestra la asociación de los atributos químicos determinados T3-1 y T3-2, al realizar el corte en 40 con respecto al cuadrado de la distancia.

**Tabla 8.-** Asociaciones elementales relacionadas a las facies de sedimentos clásticos constituyentes de la turbidita T3.

	<b>Asociaciones elementales</b>	<b>Vinculo de facies</b>
<b>T3-1</b>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , TiO <sub>2</sub> , MgO, K <sub>2</sub> O, MnO, Ba, Cu, Zn, Sr y Zr	Facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos
<b>T3-2</b>	CaO, Na <sub>2</sub> O y SiO <sub>2</sub>	Fase de sedimentos clásticos arenosos



### Análisis de agrupamiento restringido (*cluster constrained*)

Al igual que las turbiditas anteriores, esta turbidita presenta dos asociaciones elementales (tabla 8), la primera se relaciona a partículas tipo limo-arcilla, tanto mineralógico como granulométrico y la segunda asociada a arenas mal escogidas.

Las asociaciones elementales identificadas son denominadas T3-1 y T3-2, a continuación se muestran los resultados por agrupamiento restringido para cada asociación en función a las muestras.

#### → **Asociación elemental fases de sedimentos clásticos limo-arcillosos, turbidita T3 (T3-1):**

El análisis de agrupamiento restringido en función a esta asociación elemental, da como resultado dos quimiofacies, al realizar el corte en 61,6 con respecto a la coordenada relativa de la escala de disimilitud (fig. 34. A).

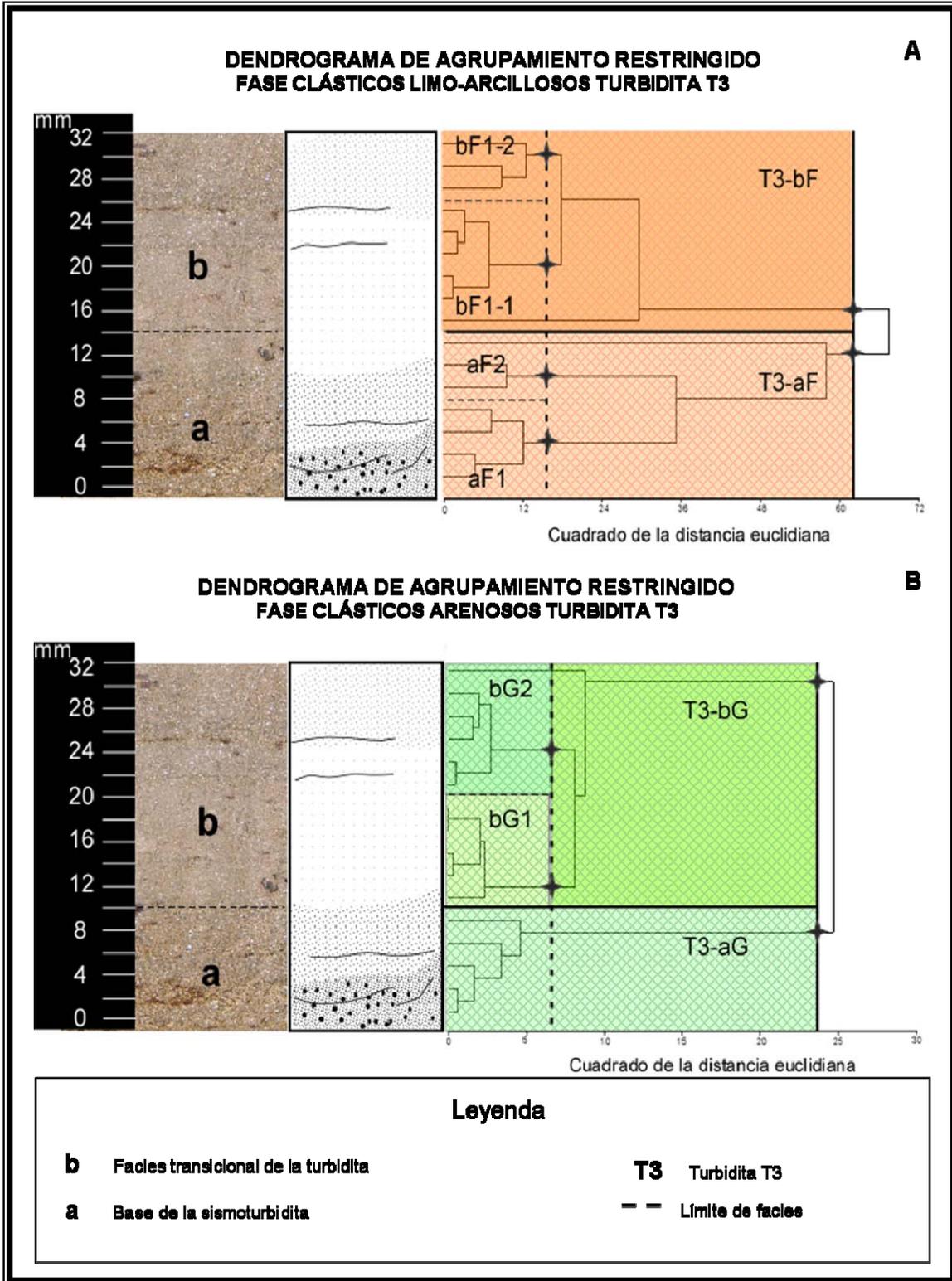
De base a tope se establecen:

1. Quimiofacies Clásticos Limo-arcillosos Facies “a” de la Turbidita T3 (T3a-F), se vincula con las muestras de la base, denominada facies “a” de la turbidita T3.
2. Quimiofacies Clásticos Limo-arcillosos Facies “b” de la Turbidita T3 (T3b-F), se relaciona con las muestras pertenecientes al intervalo de 16 a 32 mm, con respecto a la base; correspondiente a la facies “b” de la turbidita T3.

Un corte más próximo, en 15,6 unidades con respecto al cuadrado de la distancia euclidiana, muestra cuatro quimiofacies menores.

La quimiofacies T3-1F1, presenta dos subquimiofacies, propiamente:

1. la subquimiofacies aF1 (Subquimiofacies Clásticos Limo-arcillosos Base de la Facies “b”), posee 12 mm de espesor de tope a base y se vincula, con las muestras correspondientes a la capa dos y tope de la tres.
2. aF2 (Subquimiofacies Clásticos Limo-arcillosos Tope de la Facies “b”), que está constituida por las muestras del tope de la turbidita y por ende abarca 6 mm de espesor de tope a base, por lo que se relaciona con la capa uno.



**Figura 34.-** Dendrogramas de agrupamiento restringido para la turbidita T3, en función a las asociaciones interelementales identificadas. (A) Dendrograma de agrupamiento restringido asociación elemental T3-1. (B) Dendrograma de agrupamiento restringido para la asociación T3-2.



Para la quimiofacies T3-1F2, se identificaron las subquimiofacies:

1. bF1-1 (Subquimiofacies Clásticos Limo-arcillosos Base de la Facies “a”) tiene 8 mm de espesor de base a tope y se relaciona a las muestras de la base, denominada facies “a”.
2. bF1-2 (Subquimiofacies de Clásticos Limo-arcilloso Tope de la Facies “a”), está constituida por aquellas muestras pertenecientes a la base de la capa tres (facies “b”, de la turbidita) y el tope de la facies “a”; posee 6 mm de espesor.

→ **Asociación elemental de facies de sedimentos clásticos arenosos, turbidita T3 (T3-2):**

El dendrograma obtenido a partir de este análisis (fig. 34.B), muestra dos quimiofacies claramente disímiles al realizar el corte del cuadrado de la distancia euclidiana en 23,6. La quimiofacies de tope a base, se denominan:

- Quimiofacies de Clásticos Arenosos Base de la Turbidita (T3-aG), se relaciona con la base de la turbidita, facies “a” de 10 mm de espesor de base a tope.
- Quimiofacies de Clásticos Arenosos Tope de la Turbidita (T3-bG), abarca el intervalo que va de 10 a 32 mm con respecto a la base, en esta se agrupan las muestras, correspondientes a la facies “b” de la turbidita climática.

De acuerdo al procedimiento planteado, se realizó un segundo corte en 6 unidades con respecto a la escala de disimilitud, de esta manera se obtuvieron dos subquimiofacies asociadas a la quimiofacies T3-bG, éstas se definen como:

1. bG1 (Subquimiofacies Clástica Arenosa Facies “b” Inferior), se relaciona a la capa tres de la facies “b”, la cual posee 10 mm de espesor de base a tope.
2. bG2 (Subquimiofacies Clástica Arenosa Facies “b” Superior), se vincula con el tope de la facies “b” y posee 12 mm de espesor.



### **3.- Quimioestratigrafía de las turbiditas**

En esta sección se muestra un resumen de la información quimioestratigráfica, obtenida a través de la elaboración de los perfiles quimioestratigráficos y las curvas de acumulación porcentual; así mismo se correlacionan los perfiles de los elementos, vinculados en las asociaciones de facies, con las quimiofacies correspondientes. Toda esta información fue sintetizada por medio de la elaboración de tablas para cada una de las turbiditas, donde se exponen los resultados referentes a ambas asociaciones de facies. Cabe destacar que se hará especial énfasis en la descripción de los perfiles.

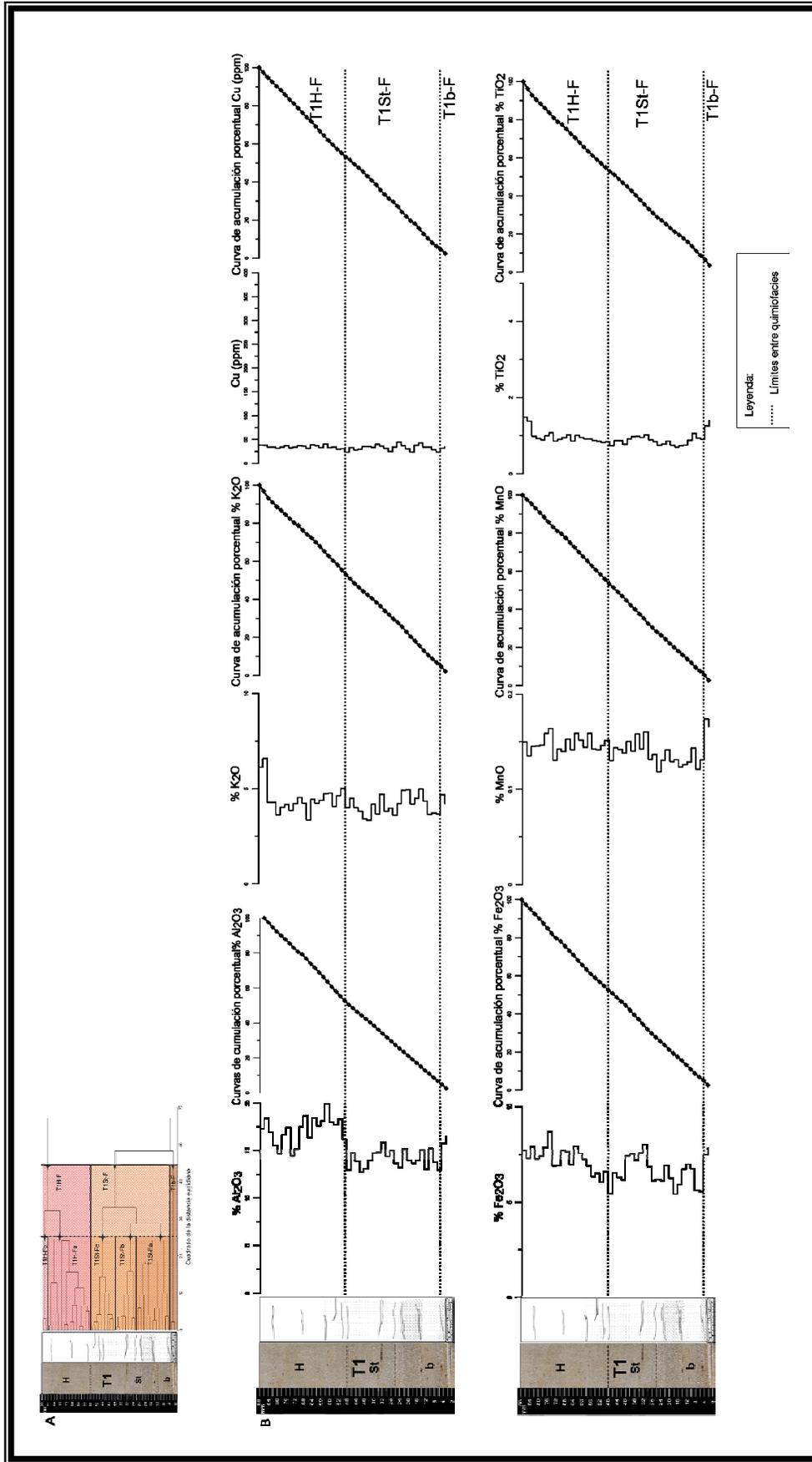
#### **3.1.- Información quimioestratigráfica de la Turbidita T1**

Los perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual para algunos de los óxidos y elementos correspondientes a la asociación T1-1, son mostrados en la figura 38. Las inflexiones observadas en las curvas de acumulación porcentual coinciden con las quimiofacies identificadas en la secuencia; cabe destacar que esta herramienta gráfica en un sentido, es poco objetiva y está sujeta a la interpretación.

Los perfiles quimioestratigráficos muestran en general que los óxidos y elementos vinculados a esta asociación, se caracterizan por presentar bajas concentraciones hacia la base de la secuencia y altas concentraciones relativas hacia el tope.

Un ejemplo de esto lo muestra el  $Al_2O_3$  (fig. 35), que presenta concentraciones relativamente bajas los primeros 4 mm con respecto a la base. Estas se mantienen con concentraciones que oscilan entre 12,7 y 16,4 %, hasta 48 mm con respecto a la base; a esta altura se observa una disminución drástica (concentración 12,9 %) e incremento, con una tendencia positiva y disminuciones relativas.

Un comportamiento similar es observado para la distribución del  $K_2O$ , sin embargo los cambios no son tan marcados. Éste mantiene concentraciones relativamente constantes los primeros 84 mm de base a tope, donde éstas fluctúan entre 3,3 y 5 %. Posteriormente las concentraciones aumentan significativamente los últimos 4 mm y alcanzan un máximo de concentración de 6,5 %.



**Figura 35.**— Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para los óxidos de aluminio, potasio, hierro, manganeso, magnesio y el elemento cobre, para la turbidita T1 (B). En éstos, se identifican las quimiofacies a través de las líneas punteadas, en la esquina superior se muestra el dendrograma de agrupamiento restringido (A).



Las tendencias ya descritas se visualizan en la distribución de los MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO; sin embargo este último presenta bajas concentraciones el primer centímetro de espesor (1,3 %) y luego muestra una tendencia positiva, donde las concentraciones varían entre 2,6 y 6,1%. Por su parte los Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MnO, presentan concentraciones relativamente altas en la base y una tendencia positiva hacia el tope.

Los aumentos más drásticos asociados a los últimos 4 mm tanto de tope como de base, son observados para la distribución del TiO<sub>2</sub> (fig. 35), que presenta concentraciones de 1,39% en la base y 1,4 % en el tope; de 4 a 84 mm con respecto a la base, las concentraciones varían entre 0,70 a 1,07 %.

Cu y Ba, presentan tendencias similares con características propias. El cobre muestra bajas concentraciones los primeros 4 mm con respecto a la base, a partir de este punto la distribución es errática, las concentraciones fluctúan entre 23,57 y 45,08 ppm (con una desviación estándar de 5,94) y muestra una tendencia positiva hasta el tope. En el caso del elemento bario, exhibe una distribución parecida a la presentada por el aluminio.

A pesar de que el límite entre dichas facies fue establecido a 56 mm con respecto a la base, de acuerdo al análisis de agrupamiento restringido; se establece que el límite entre la quimiofacies T1St-F y T1H-F se encuentra en 48 mm con respecto a la base, en función a las inflexiones observadas a esta altura para todos los elementos. La causa de esta discrepancia puede atribuirse a que los análisis estadísticos, están sujetos criterios matemáticos por lo que cabe la posibilidad de que esta agrupación en específico, sea objeto de coincidencias estadísticas fortuitas vinculados a los datos de las muestras, más que un cambio estratigráfico.

En la tabla 9 se observan las relaciones entre las distribuciones para los elementos y las quimiofacies, lo cual contribuye a explicar la nomenclatura utilizada para la definición de las mismas.

En otro contexto para la asociación T1-2, los perfiles quimioestratigráficos muestran tendencias opuestas a las previamente descritas, con altas concentraciones hacia la base y bajas hacia el tope de la secuencia; esto da indicios de la relación inversa que hay entre los procesos que promovieron la depositación de dichos sedimentos.



Tabla 10.- Resumen de la información quimioestratigráfica, obtenida a partir del agrupamiento libre, restringido y perfiles de concentración para la sismoturbidita T1.

	QUIMIOFACIES	SUBQUIMIOFACIES	Espesores (mm)	RELACIONES DE LOS PERFILES QUIMIOESTRATIGRÁFICOS PARA LOS ELEMENTOS ASOCIADOS, CON LAS QUIMIOFACIES
<b>ASOCIACION DE FACIES CLÁSTICOS LIMO-ARCILLOSOS (T1-1)</b>	Clástica limo-arcillosos de la homogenita (T1H-F)	Tope de la facies de la homogenita de la turbidita T1 (T1H-Fb)	88 - 84	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Altas concentraciones <math>Al_2O_3</math>, <math>K_2O</math>, <math>MgO</math>, <math>TiO_2</math> y <math>Cu</math>. Tendencia positiva de base a tope <math>Al_2O_3</math>, <math>Fe_2O_3</math> y <math>Cu</math>.</li> <li>•Los <math>K_2O</math> y <math>MnO</math>, mantienen una distribución constante.</li> </ul>
		Facies de la homogenita de la turbidita T1 (T1H-Fa)	84 - 48	
	Clásticos limo-arcillosos de la facies transicional (T1Sb-F)	Transicional clásticos limo-arcillosos tope de la facies transicional (T1St-Fc)	48 - 40	Cambios drásticos intracapa con tendencias tendencia ascendente de base a tope. Para el caso del $Cu$ se observan variaciones erráticas.
		Transicional clásticos limo-arcillosos de la facies transicional medio (T1St-Fb)	40 - 26	
		Transicional clásticos limo-arcillosos base de la facies gradacional (T1St-Fa)	26 - 04	
Clásticos limo-arcillosos base de la turbidita T1 (T1b-F)	-----	04 - 0	Concentraciones relativamente altas, pero bajas en comparación a la distribución (ej.: $Fe_2O_3$ y $MnO$ )	
<b>ASOCIACION DE FACIES CLÁSTICOS ARENOSOS (T1-2)</b>	Clásticos arenosa tope de la turbidita T1 (T1-M1)	-----	88 - 74	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Bajas concentraciones <math>SiO_2</math>, <math>CaO</math>, <math>Zn</math>, <math>Sr</math>, <math>Zr</math>.</li> <li>•Altas concentraciones <math>Na_2O</math>, los primeros 4 mm de tope a base.</li> </ul>
	Clásticos arenosos Transicional (T1Sb-M2)	Clástica arenosa base de la homogenita (M2-H)	74 - 52	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Incremento de las concentraciones de base a tope para <math>SiO_2</math> y <math>Na_2O</math>.</li> <li>•Las distribuciones se mantiene relativamente constantes para <math>CaO</math> y <math>Zn</math>.</li> <li>•Tendencia negativa para los elementos <math>Sr</math> y <math>Zr</math>. Concentraciones relativamente altas y constantes para <math>SiO_2</math> y <math>CaO</math>.</li> <li>•Tendencia negativa para el <math>Zn</math> y <math>Sr</math>.</li> <li>•Tendencia positiva en el caso del <math>Na_2O</math> y <math>Zr</math>.</li> </ul>
		Clástica arenosa transicional tope de la facies "St" (M2-St2)	52 - 32	
		Clástica arenosa transicional tope de la capares (M2-St3)	32 - 26	
	Clástica arenosa de la base (T1b-M1)	Clástica arenosa transicional de la base (M1-St2)	26 - 18	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Hacia el tope cambios drásticos de concentración producto de las variaciones composicionales de las capas gradacionales. Altas concentraciones para los elementos asociados los primeros 6 mm de base a tope.</li> <li>•Tendencia negativa en este sentido.</li> </ul>
		Clástica arenosa gradacional (M1-St1)	18 - 10	
Base de la Turbidita (M1-B)		10 - 0		

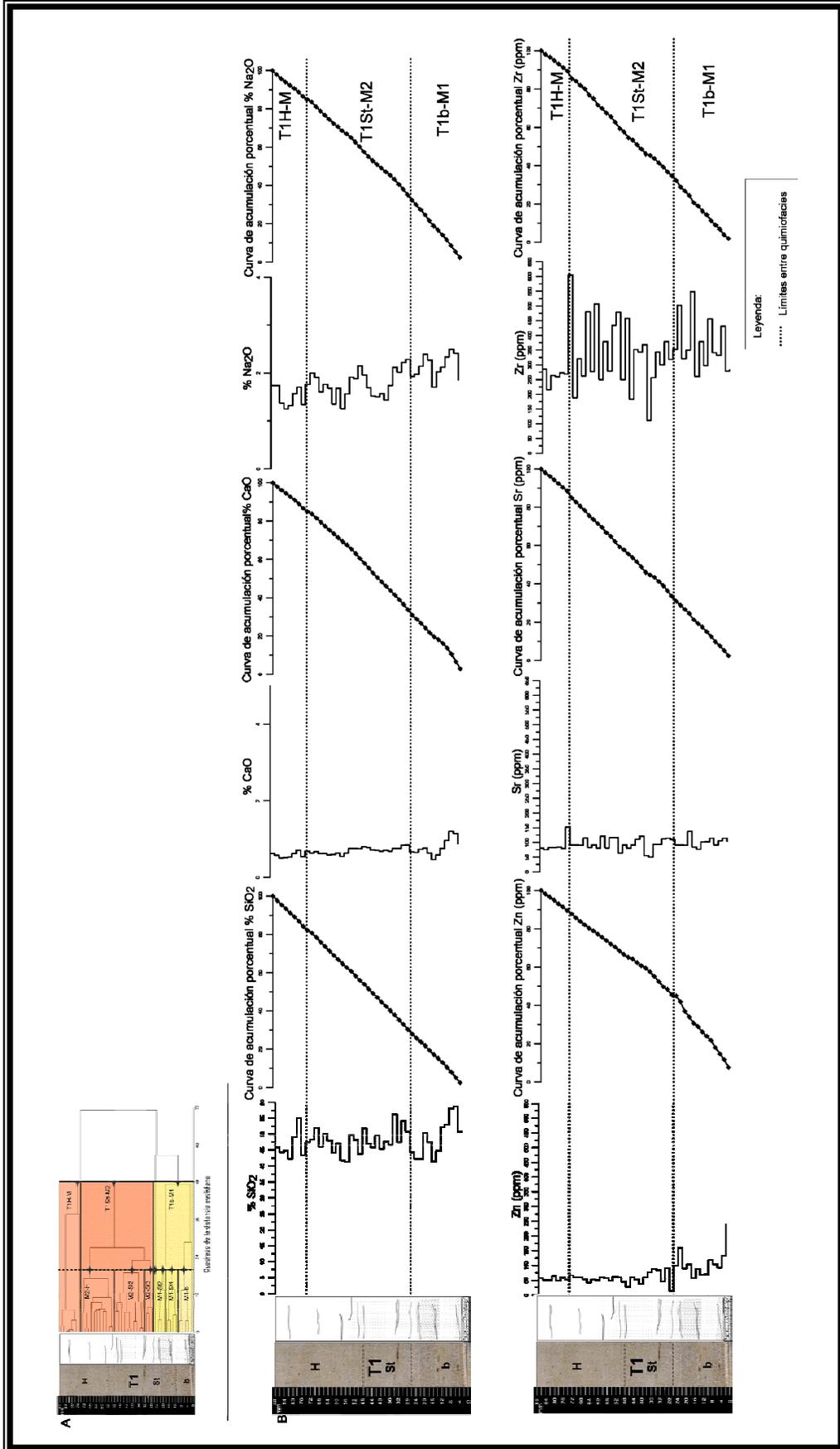


Figura 36.— Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para los óxidos de silicio, calcio, sodio y los elementos zinc, estroncio y circonio, correspondientes a la asociación T1-2 (B). En éstos, se identifican las quimiocías a través de las líneas punteadas, identificadas por medio del dendrograma de agrupamiento restringido (A).



A lo largo de su distribución se visualizan máximos y mínimos relativos, vinculados tanto a los límites de las subquimiofacies como a cambios composicionales intracapa (tabla 10), donde se observan tendencias negativas relativas de base a tope; esto se relaciona con las capas gradacionales donde hay una disminución relativa del óxido de silicio en oposición al aumento del óxido de aluminio.

Como se ha mencionado el  $\text{SiO}_2$  es representativo de esta asociación, sin embargo al ser el constituyente principal de los silicatos, presenta una distribución relativamente constante en relación a otros óxidos. Este se caracteriza por presentar altas concentraciones los primeros 4 mm con respecto a la base (58,78 %) (fig. 36), debido al predominio de las arenas en esta sección y ausencia o poca cantidad de material limoso.

Otros óxidos que se relacionan con este elemento, son  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , los primeros 4 mm con respecto a la base de la turbidita, ambos reportan valores notablemente altos, esto relacionado a la facies “b”, donde hay predominio de la fracción arena. A partir de los 4 mm se observa una tendencia negativa común para estos tres óxidos; sin embargo, cada uno muestra particularidades en su distribución.

El  $\text{CaO}$  presenta una distribución relativamente constante con concentraciones que varían entre 0,5 y 0,8 %; en oposición, el  $\text{Na}_2\text{O}$  muestra cambios más marcados que permiten visualizar las gradaciones del tope de la facies “b” y la facies “St”.

De igual manera los elementos Zn, cromo, Sr y Zr, presentan la misma tendencia, altas concentraciones hacia la base y disminución hacia el tope; ésta es más marcada en el caso de la distribución del Zn (fig. 36).

La distribución del Zr a lo largo de la facies es bastante errática, sin embargo es posible observar que las menores concentraciones se asocian al tope de la facies de la homogenita; una distribución similar es observada para el Sr. En el caso del Cr, este posee una distribución relativamente constante asociado a bajas concentraciones, entre 50 y 125 ppm.

Las inflexiones observadas en las curvas de acumulación porcentual de óxidos como  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  y elementos como el Zn, y en menor medida Sr, Zr y Cr; permiten corroborar las quimiofacies identificadas. En la tabla 10, se muestra la relación de la distribución de estos atributos químicos con las quimiofacies y subquimiofacies; los cambios marcados indican la variación de la proporción de las arenas a lo largo de la secuencia, de tal manera



que el límite entre las quimiofacies T1b-M1 y TSt-M2, definen el límite entre la base y la facies transicional “St”.

A continuación se realiza la descripción de los resultados obtenido para la turbidita T2.

### **3.2.- Información quimioestratigráfica de la Turbidita T2**

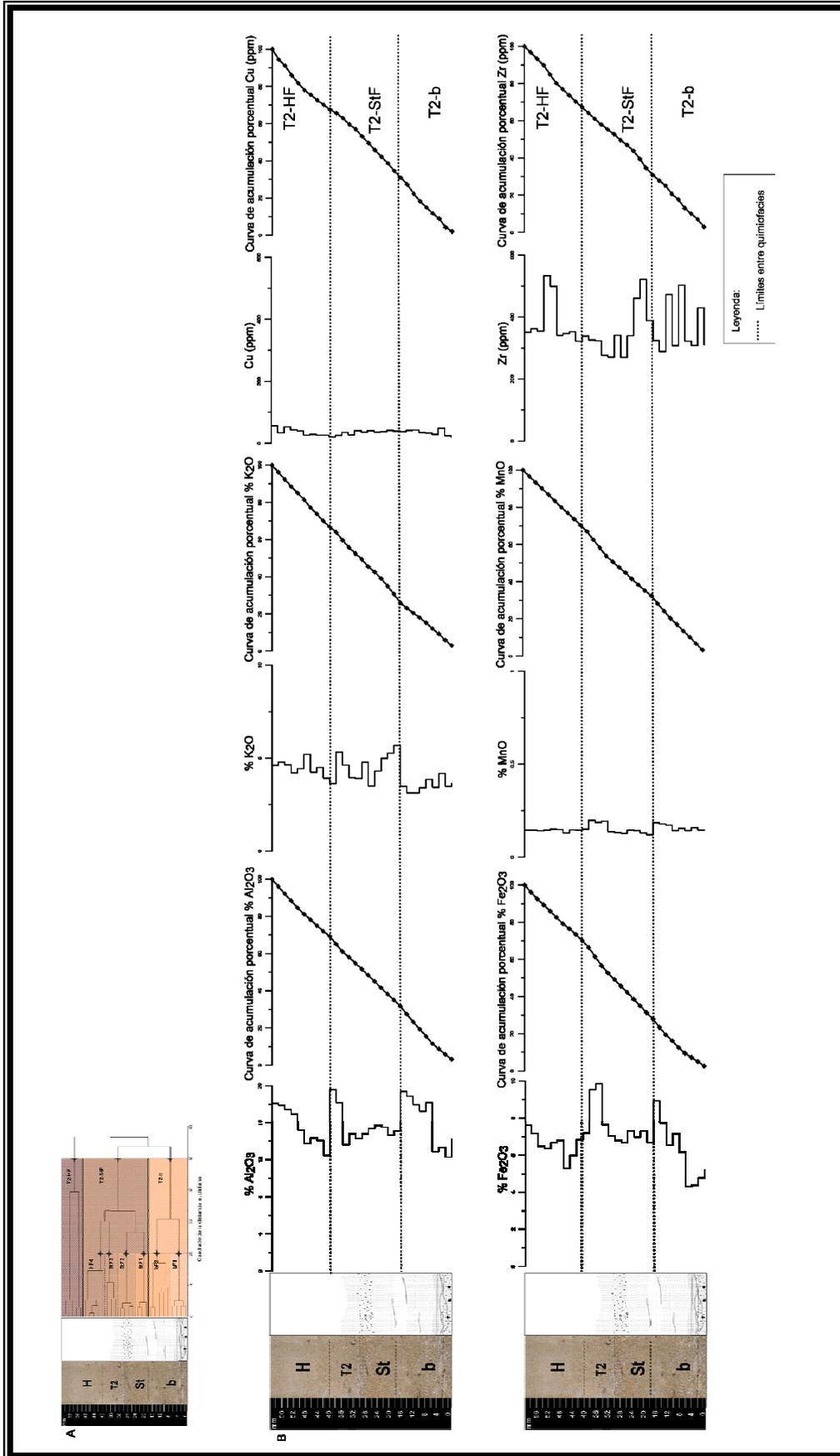
Las figuras 37 y 38, muestran los perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual, correspondientes a las asociaciones T2-1 y T2-2, respectivamente. Para la asociación de clásticos limo-arcillosos de esta turbidita, se observó que los elementos representativos muestran bajas concentraciones en la base, debido a la poca cantidad de material limo-arcilloso y alta hacia el tope (fig. 32.A.2).

El  $Al_2O_3$ , elemento representativo de la asociación muestra bajas concentraciones relacionadas a los primeros 8 mm de espesor con respecto a la base, que se relaciona con la quimiofacies T2b (subquimiofacies bF1), esto debido al predominio de facies clásticas asociadas a las arenas (12,2 a 14,1 %). Las concentraciones aumentan (entre 14,6 y 19,3 %), hasta los 18 mm de altura con respecto a la base, donde comienza la facies “St” de la turbidita. En el espesor correspondiente a la facies “St”, las concentraciones son bajas (13,6 y 15,6%) y se mantienen constantes; esto corresponde a la quimiofacies T2-StF (quimiofacies menores StF 1, 2 y 3).

A 40 mm con respecto a la base donde comienza la facies de la homogenita “H”, la distribución presenta un incremento marcado de las concentraciones hasta 19,5%; se visualiza una disminución notable en la base de la facies y tendencia positiva hacia el tope (fig. 37).

El  $K_2O$  presenta una tendencia similar con cambios característicos de su distribución; se mantiene con concentraciones relativamente bajas (entre 3,1 y 4,1%) los primeros 18 mm. Hacia el tope se registra un incremento en las concentraciones con disminuciones relativas.

En el caso de las distribuciones para los óxidos  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$  y  $MgO$ , se conservan las características descritas, aunado con cambios drásticos intracapa y tendencia positiva de base a tope, relacionado a gradaciones normales de las capas que constituyen la facies “St”; esto se observa más específicamente en la distribución del  $MnO$ .



**Figura 37.**– Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para los óxidos de aluminio, potasio, hierro, manganeso y los elementos cobre y cincón, vinculados en la asociación T2-1 (B). En éstos, se identifican las quimiofacies a través de las líneas punteadas, en la esquina superior se muestra el dendrograma de agrupamiento restringido (A).



Los perfiles para los elementos cobre, bario, estroncio y circonio, presentan distribuciones que siguen las tendencias generales; sin embargo, cada uno presenta características propias.

Por otro lado la distribución del Zr presenta, altas concentraciones de base a tope (entre 288,8 y 521,4 ppm) con disminuciones relativas. A partir de 24 mm con respecto a la base, relacionado a la quimiofacies transicional, mantiene bajas concentraciones (entre 270,0 y 353,2 ppm) y presenta una tendencia negativa hasta el tope de la secuencia. Esto puede señalar que el circonio en su fase mineral se asocia a arenas de finas a muy finas (fig. 32.B.2).

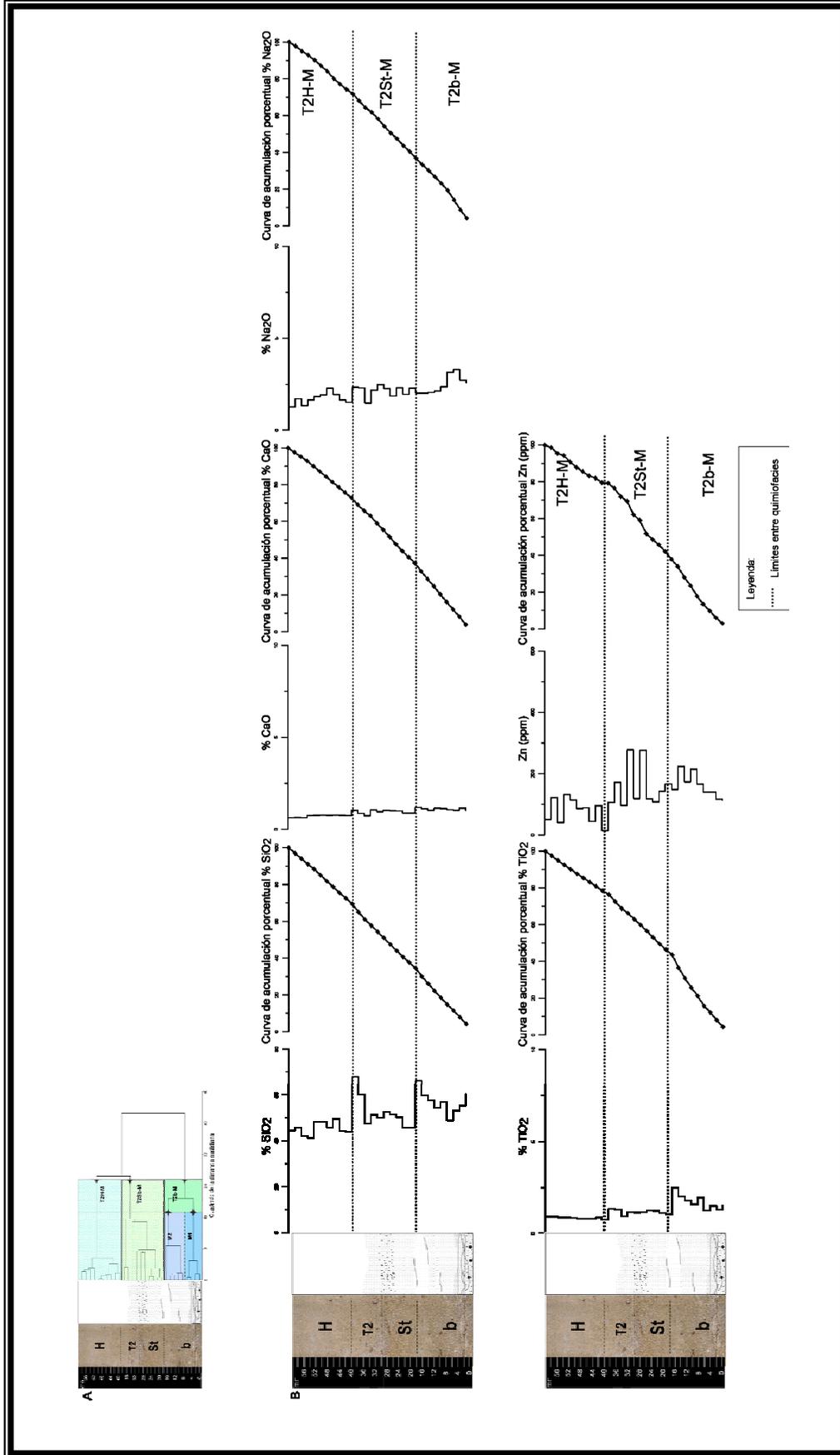
Por su parte el Cu, presenta bajas concentraciones hacia la base de la sismoturbidita. Las concentraciones aumentan (entre 35,9 y 42,6 ppm) con tendencia positiva y altas concentraciones asociadas al tope de la secuencia.

Las inflexiones observadas en las curvas de acumulación porcentual, producto de los cambios relativos de concentración de los elementos vinculados en la asociación, como los óxidos  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MnO, Cu; muestran relación con los límites entre las quimiofacies, en el caso de la base de la secuencia, sin embargo la facies de la turbidita, muestra dos quimiofacies, que está relacionado a un aumento significativo de las concentraciones de dichos elementos a esta altura. En la tabla 10, se muestran las relaciones de las quimiofacies, con las distribuciones elementales descritas.

Por otro lado los perfiles de los elementos perteneciente a la asociación T2-2 (fig. 38), respectivamente los óxidos de silicio, calcio, sodio, titanio, y el elemento traza zinc, presentan en general una tendencia negativa de base a tope y cuatro cambios de distribución importantes asociados a las quimiofacies menores de base a tope: T2b-M, T2St-M y T2H-M (fig. 32.B.1), y sustentado por los perfiles de acumulación porcentual.

Estos elementos como sus respectivos óxidos presentan tendencias inversas, con respecto a los perfiles descritos para los elementos asociados a las fases de sedimento clástico fino; esto es más evidente en la base y el tope de la sismoturbidita.

El perfil correspondiente al óxido de  $SiO_2$ , presenta altas concentraciones en la base y disminución paulatina hacia el tope. A partir de los 8 mm con respecto a la base, aumentan las concentraciones (entre 48,9 y 66,2 %). Las menores concentraciones se registran hacia el tope de la facies de la homogenita, donde varían entre 41,2 y 45,7 %.



**Figura 38.** Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para los óxidos de silicio, calcio, sodio, titanio y elementos zinc, correspondientes a la asociación T2-2 (B). En éstos, se identifican las quimiofacies a través de las líneas punteadas, en la esquina superior se muestra el dendrograma de agrupamiento restringido (A).



Estas tendencia con cambios relativos son observadas en las distribuciones de los óxidos CaO y Na<sub>2</sub>O; en el primero la tendencia decreciente de las concentraciones es más marcada.

En este contexto, el óxido de TiO<sub>2</sub> muestra una tendencia similar con altas concentraciones en la base; en oposición al Zn, que presenta bajas concentraciones en la base y altas hacia la mitad de la secuencia entre 24 y 38 mm, donde la distribución es errática; posteriormente aumenta hacia el tope.

El comportamiento opuesto del Zn, en determinados niveles de la columna sugiere que está vinculado con la fracción de las arcillas.

En la tabla 11, se muestran las relaciones entre las quimiofacies y los elementos vinculados.



**Tabla 11.-** Resumen de la información quimioestratigráfica obtenida a partir del agrupamiento libre, restringido y perfiles de concentración para la sismoturbidita T2.

	QUIMIOFACIES	SUBQUIMIOFACIES	Espesores (mm)	RELACIONES DE LOS PERFILES QUIMIOESTRATIGRÁFICOS PARA LOS ELEMENTOS ASOCIADOS, CON LAS QUIMIOFACIES	
<b>ASOCIACION FACIES DE CLÁSTICOS LIMO-ARCILLOSOS (T2-1)</b>	Clásticos limo-arcillosos facies homogénea (T2H-F)	-----	58 - 48	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Altas concentraciones para <math>Al_2O_3</math>, <math>K_2O</math>, <math>Fe_2O_3</math>, <math>MgO</math>, <math>Sr</math> y <math>Cu</math>.</li> <li>• Concentraciones relativamente constantes para <math>MnO</math> y <math>Zr</math>.</li> <li>• Bajas concentraciones con respecto a la distribución y con tendencia positiva para el <math>Ba</math>, <math>Cu</math>, <math>Al_2O_3</math> y <math>MgO</math></li> </ul>	
	Clásticos limo-arcillosos transicional de la turbidita T2 (T2StF)	Clásticos limo-arcillosos base de la homogenita (HF4)		48 - 40	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Incremento de las concentraciones para <math>Al_2O_3</math>, <math>K_2O</math> y <math>Cu</math>.</li> <li>• Tendencia negativa para <math>Fe_2O_3</math> y <math>MgO</math>.</li> <li>• Mantienen concentraciones relativamente constantes <math>Ba</math>, <math>Sr</math> y <math>Zr</math>.</li> </ul>
		Clásticos limo-arcillosos tope de la facies transicional (StF3)		40 - 32	Cambios drásticos de concentración con variaciones de tendencia asociados a las capas gradacionales normales e inversas vinculadas a la facies "b" de la sismoturbidita.
		Clásticos limo-arcillosos Capa 2 de la Facies Transicional (StF2)		32 - 24	
		Clásticos limo-arcillosos base de la facies transicional "St" (StF1)		24 - 18	
	Clásticos limo-arcillosos base de la turbidita T2 (T2b)	Clásticos limo-arcillosos tope de la base de la turbidita T2 (bF2)		18 - 08	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bajas concentraciones para los elementos asociados.</li> <li>• Tendencia positivas de base a tope para <math>Al_2O_3</math>, <math>Cu</math> y <math>Ba</math>.</li> <li>• Tendencia negativa para <math>Fe_2O_3</math>, <math>MgO</math>, <math>Sr</math> y <math>Zr</math>.</li> <li>• Permanecen con concentraciones relativamente constantes <math>MnO</math> y <math>K_2O</math>.</li> </ul>
		Clásticos limo-arcillosos de la base de la turbidita T2 (bF1)		08 - 0	
<b>ASOCIACION FACIES CLÁSTICOS ARENOSOS (T2-2)</b>	Clásticos arenosos de la facies homogénea "H" (T2H-M)	-----	58 a 40	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bajas concentraciones para los óxidos y elementos asociados.</li> <li>• Los primeros 8 mm con respecto al tope, disminuyen las concentraciones para <math>SiO_2</math>, <math>CaO</math>, <math>Na_2O</math> y <math>Zn</math>, en relación a la distribución para este intervalo.</li> <li>• Aumento progresivo y relativo para el <math>TiO_2</math>.</li> </ul>	
	Clásticos arenosos de la facies transicional "St" (T2St-M)	-----	40 a 18	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Altas concentraciones en relación a la subquimiofacies ya descrita y bajas con respecto a la infrayacente, para todos los óxidos y elementos asociados.</li> <li>• Tendencia positiva de base a tope para <math>SiO_2</math>, <math>CaO</math> y <math>TiO_2</math>.</li> <li>• Tendencia negativa con cambios drásticos para el <math>Zn</math>.</li> <li>• Variaciones relativas para los óxidos y elementos asociados.</li> </ul>	
	Clásticos arenosos base de la turbidita T2 (T2b-M)	Clásticos arenosos facies "b" superior (M2)		18 - 08	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Altas concentraciones y tendencia positiva de base a tope para <math>SiO_2</math>, <math>CaO</math>, <math>TiO_2</math> y <math>Zn</math>.</li> <li>• Cambios drásticos intracapa.</li> <li>• La distribución para <math>Na_2O</math> permanece relativamente constante.</li> </ul>
		Clásticos arenosos facies "b" inferior (M1)		08 - 0	Altas concentraciones para todos los óxidos y elementos asociados.



### 3.3.- Información quimioestratigráfica de la Turbidita T3

Los perfiles quimioestratigráficos y de acumulación porcentual para esta turbidita muestran cambios poco significativos, sin embargo se observan tendencias diferentes entre los elementos de acuerdo a las asociaciones previamente establecidas.

La mayoría de los elementos determinados se vincula a la asociación T3-1 (fig. 39.1, 39.2 y 40), relacionada a la fase de minerales probablemente asociados a los finos.

El perfil del óxido de  $Al_2O_3$ , un elemento constituyente de la fase mineral de las arcillas, presenta, una distribución constante a lo largo de la facies de la turbidita, donde las concentraciones van de 14,1 a 17,5 %. Un máximo se observa a 14 mm con respecto a la base (25,6 %).

Por otra parte los óxidos de  $K_2O$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$  y  $TiO_2$  (fig. 39.1), presentan tendencias similares, caracterizadas por bajas concentraciones en la base e incremento hacia el tope.

El óxido  $K_2O$  reporta concentraciones relativamente bajas (entre 4,8 y 5,5 %), en la base. A partir de 16 mm aumentan las concentraciones y se mantienen constantes hacia el tope.

Esta distribución es observada para el óxido de  $MnO$ . En este contexto los óxidos de  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$  y  $TiO_2$ , presentan una tendencia similar; sin embargo, es común en los perfiles bajas concentraciones que se mantienen relativamente constante los primeros 14 mm con respecto a la base. Esto se correlaciona, con un incremento en la proporción de la fase arcillosa a partir de la capa dos de la facies “b” de la turbidita climática.

Los perfiles de los elementos Ba, Cu, Zn, Zr y Sr (fig. 39.2) presentan tendencias similares. El Cu, muestra bajas concentraciones en la base (de 33,0 a 39,1 ppm); un aumento a 8 mm con respecto a la base (48,2 ppm) e incrementa desde 12 mm hacia el tope, donde las concentraciones se mantienen relativamente constantes.

En el caso del Zn, se observan concentraciones altas los primeros 4 mm con respecto a la base y continúan constantes hasta el tope, con disminuciones relativas; esta tendencia se observa para el Zr y Sr, el primero muestra bajas concentraciones y con tendencia positiva los primeros 8 mm con respecto a la base. En oposición el elemento Ba que mantiene una distribución constante.

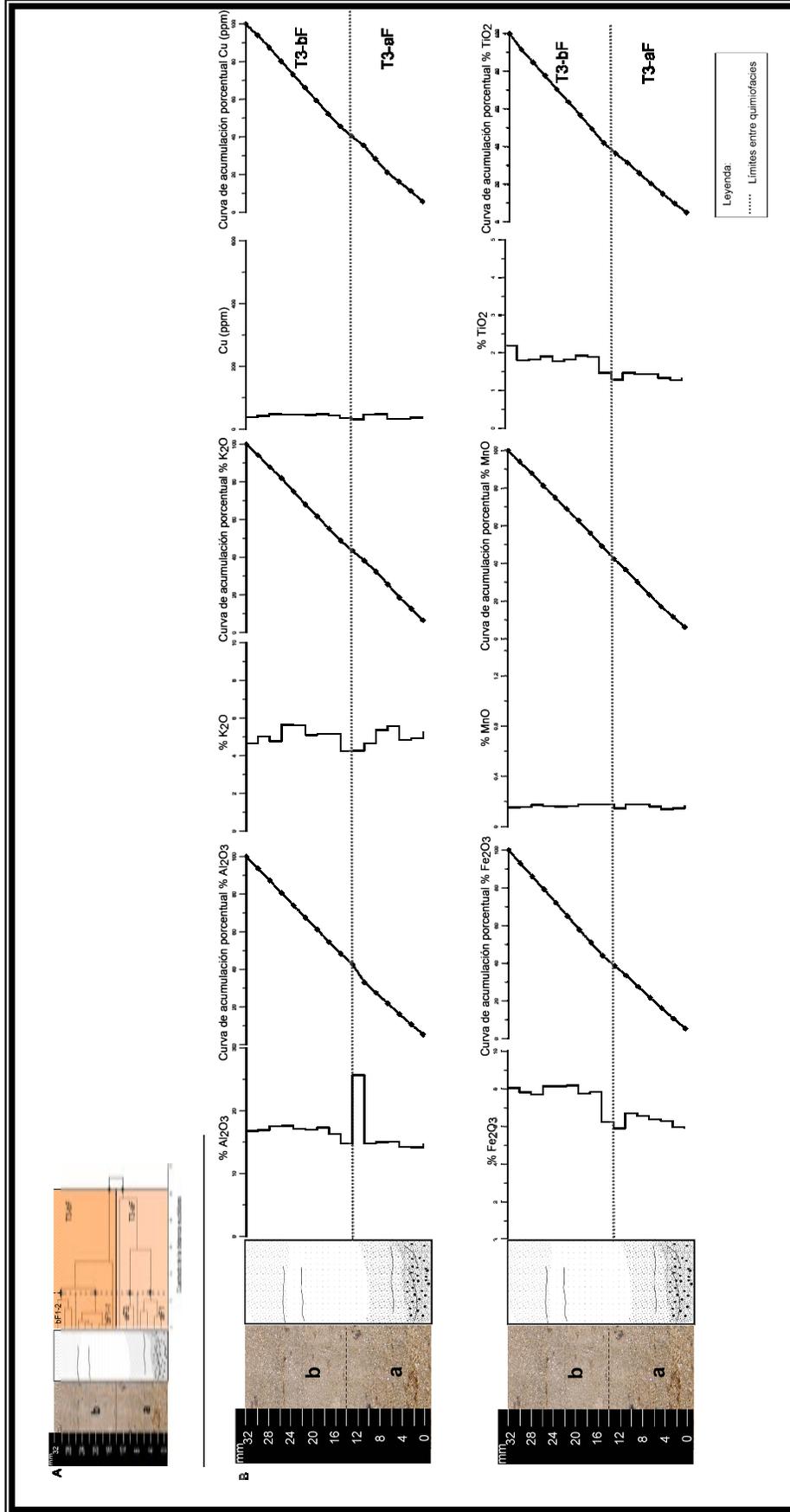
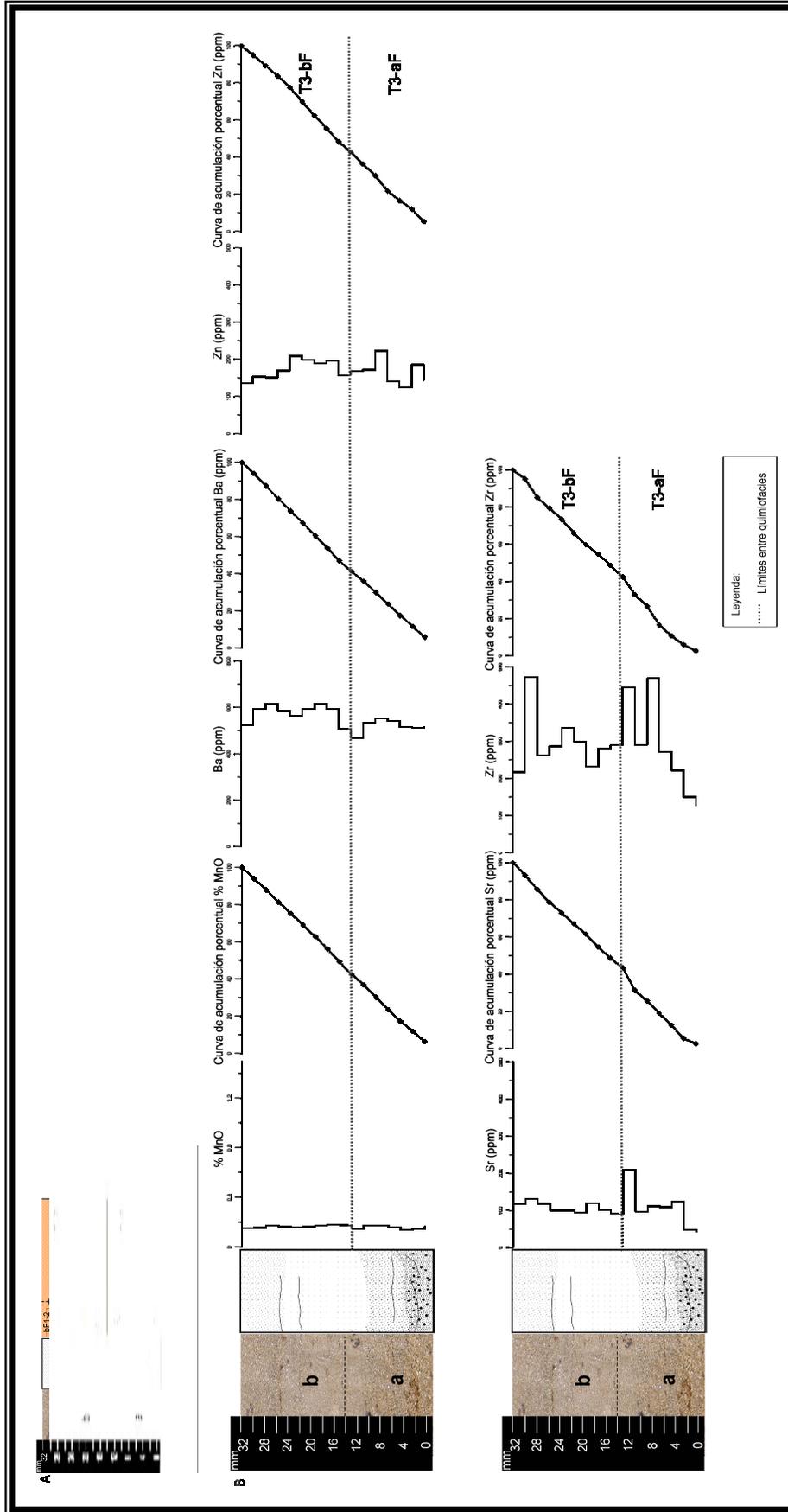
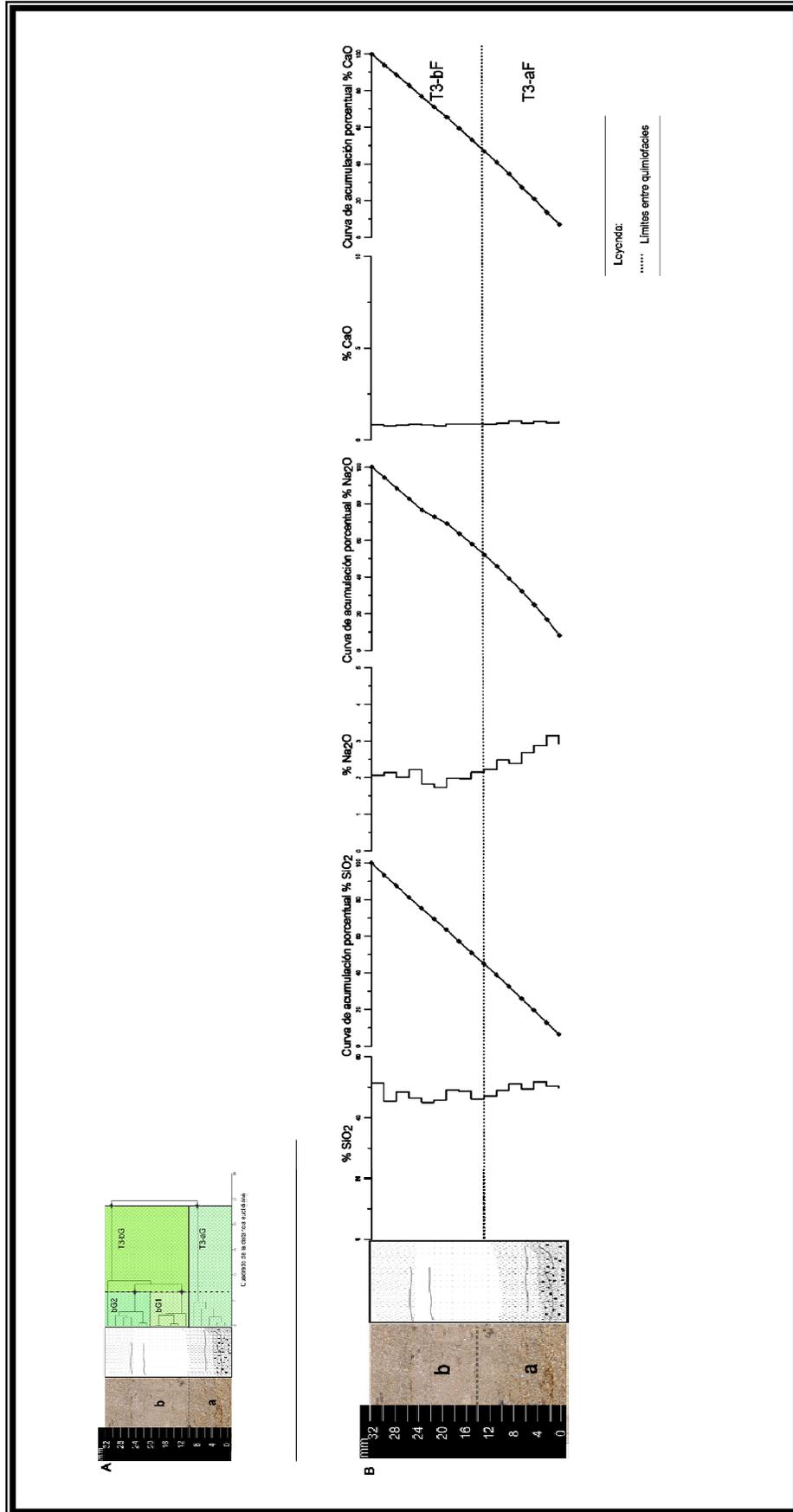


Figura 39.1.- Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para los óxidos de aluminio, potasio, hierro, magnesio, titanio y el elemento cobre, vinculados en la asociación T3-1 (B). En éstos, se identifican las quimiofacies a través de las líneas punteadas, en la esquina superior se muestra el dendrograma de agrupamiento restringido (A).



**Figura 39.2.**– Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para el óxido de manganeso y los elementos bario, zinc, estroncio y circonio, vinculados en la asociación T3-1 (B). En éstos, se identifican las quimiofacies a través de las líneas punteadas, en la esquina superior se muestra el dendrograma de agrupamiento restringido (A).



**Figura 40.-** Perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para los óxidos de silicio, calcio y sodio correspondientes a la asociación T3-2. En éstos, se identifican los límites entre las quimiofacies, a través de líneas punteadas (B). En éstos, se identifican las quimiofacies a través de las líneas punteadas, en la esquina superior se muestra el dendrograma de agrupamiento restringido (A).



Los perfiles para los óxidos agrupados en la asociación T3-2 son los correspondientes a SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O y CaO (fig. 40), el primero muestra una distribución con pocas variaciones y una leve tendencia disminuir hacia el tope. El óxido de calcio presenta una distribución similar; por otra parte, el óxido de sodio muestra una tendencia más marcada con altas concentraciones hacia la base y bajas hacia el tope.

En la tabla 12, se observa la relación entre las quimiofacies identificadas y la distribución de los elementos. El límite entre las quimiofacies, se correlacionan con la facies establecidas y esto fue corroborado a través de las inflexiones observadas, en las curvas de acumulación porcentual.

**Tabla 12.-** Resumen de la información quimioestratigrafica obtenida a partir del agrupamiento libre, restringido y perfiles de concentración para la turbidita T3.

	QUIMIOFACIES	SUBQUIMIOFACIES	Espeesor (mm)	RELACIONES DE LOS PERFILES QUIMIOESTRATIGRÁFICOS PARA LOS ELEMENTOS ASOCIADOS, CON LAS QUIMIOFACIES
ASOCIACION FACIES CLÁSTICOS LIMO-ARCILLOSAS DE LA TURBIDITA TE (T3-1)	Clásticos limo-arcillosos facies "b" de la turbidita T3 (T3b-F)	Clásticos limo-arcilloso tope de la facies "a" (bF1-2)	26 - 32	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Altas concentraciones para los óxidos y elementos asociados.</li> <li>• El circon presenta altas concentraciones hacia la base (subquimiofacies 1F1-2) y bajas hacia el tope (subquimiofacies 1F1-1).</li> <li>• Tendencia positiva de base a tope para el Zn.</li> <li>• Los demás óxidos y elementos presentan distribuciones relativamente constantes, con ciertos cambios relativos.</li> </ul>
		Clásticos limo-arcillosos base de la facies "a" (bF1-1)	14 - 26	
	Clásticos limo-arcillosos facies "a" de la turbidita T3 (T3a-F)	Clásticos limo-arcillosos tope de la facies "b" (aF2)	8 - 14	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bajas concentraciones de los óxidos y elementos asociados.</li> <li>• Tendencias positivas para Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Cu y Zn.</li> <li>• El Zr presenta altas concentraciones hacia la base, con cambios de concentración drásticos.</li> <li>• El Sr, presenta bajas concentraciones los primeros 4mm con respecto a la base.</li> </ul>
		Clásticos limo-arcillosos base de la facies "b" (aF1)	0 - 8	
ASOCIACION FACIES CLÁSTICOS ARENOSOS DE LA TURBIDITA T3 (T3-2)	Clásticos arenosos tope de la turbidita (T3-bG),	Clástica arenosa facies "b" superior (bG2)	20 - 32	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bajas concentraciones de los óxidos asociados.</li> <li>• La distribución del silicio, permanece constantes con tendencia a disminuir hacia el tope.</li> <li>• El Na<sub>2</sub>O presenta una tendencia negativa mas marcada.</li> </ul>
		Clástica arenosa facies "b" inferior (bG1)	10 - 20	
	Clásticos arenosos base de la turbidita (T3-aG)	-----	0 - 10	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Altas concentraciones de los óxidos asociados.</li> <li>• Tendencia positiva marcada para el Na<sub>2</sub>O.</li> </ul>



#### **4.- Relaciones elementales**

Las relaciones elementales fueron evaluadas a través de una matriz de correlación, los resultados obtenidos muestran relaciones negativas y positivas; las primeras indican que los elementos presentan comportamientos opuestos, o están en fases minerales diferentes, mientras que las correlaciones positivas establecen, que pueden presentar comportamiento geoquímico similar o en efecto y de acuerdo al elemento, formar parte de la misma fase mineral.

Para la evaluación de las correlaciones elementales, se tomo como criterio que aquellos valores mayores a 0,7 presentan buenas correlaciones, dichos valores son resaltados en negrita. Posteriormente se realizaron los gráficos de dispersión correspondientes, con la finalidad de observar el comportamiento de las variables involucradas.

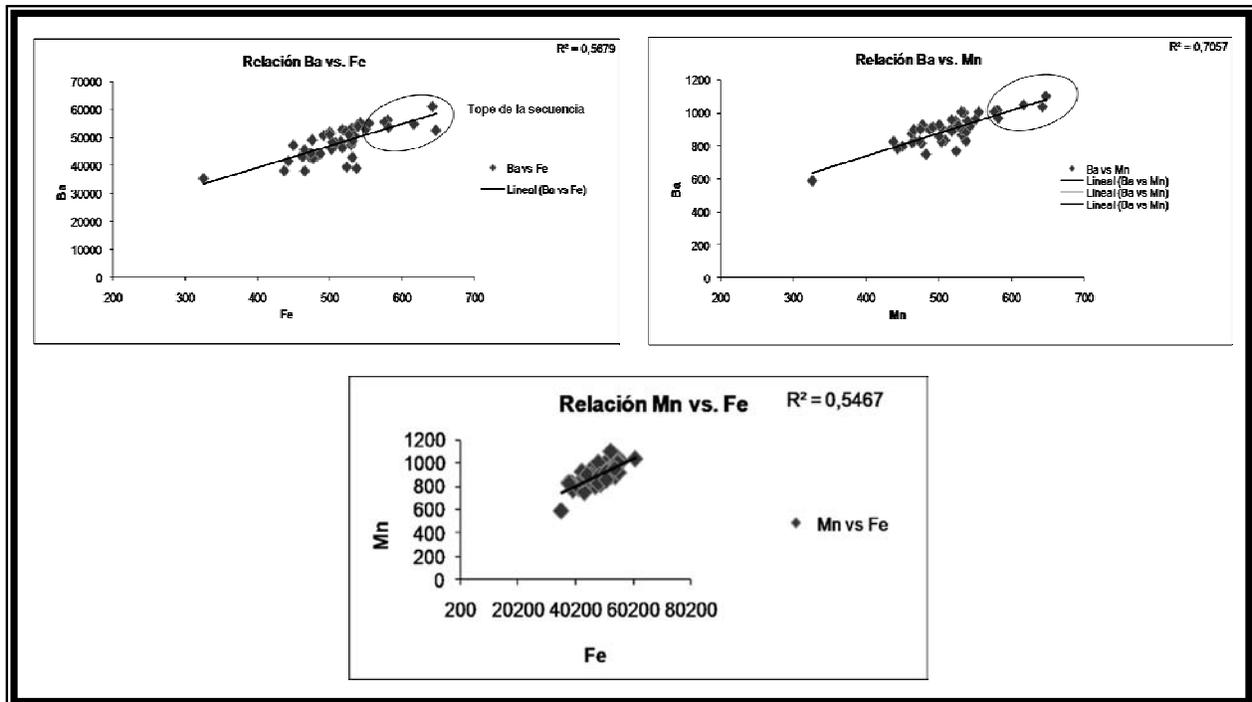
##### **4.1. Relaciones elementales para la turbidita T1:**

La tabla 13, muestra los resultados obtenidos a través de las correlaciones elementales. De acuerdo al criterio establecido, el Ba presenta una buena correlación con el Fe y Mn, al igual que Fe y Mn; esto sustenta las correlaciones elementales obtenidas y vincula a los elementos con fases minerales relacionadas, durante el proceso de sedimentación.

A partir de esta información, fueron elaborados gráficos de dispersión (apéndice c, fig. 47), obteniéndose que sólo la relación Ba/Mn ( $R^2= 0,70$ ) mantuvo una buena correlación. La distribución observada corresponde a poblaciones poco definidas, los valores de correlación más alto pertenecen a las muestras del tope de la secuencia y los más bajos a la base; esto no es distinguible a simple vista y se muestra en la figura 41.

**Tabla 13.-** Matriz de correlación de variables, para los elementos determinados correspondientes a la turbidita T1.

	Al	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	Si	Sr	Ti	Zn	Zr
Al	1,00														
Ba	0,50	1,00													
Ca	-0,28	0,16	1,00												
Cr	0,08	0,15	-0,21	1,00											
Cu	0,45	0,30	-0,38	0,32	1,00										
Fe	0,57	<b>0,75</b>	-0,29	0,43	0,59	1,00									
K	0,53	0,03	-0,19	-0,09	0,37	0,18	1,00								
Mg	0,61	0,38	-0,28	0,18	0,38	0,56	0,25	1,00							
Mn	0,64	<b>0,73</b>	0,05	0,25	0,30	<b>0,71</b>	0,25	0,53	1,00						
Na	-0,24	0,04	0,69	-0,33	-0,12	-0,31	0,14	-0,29	-0,26	1,00					
Si	0,12	0,65	0,67	-0,08	-0,01	0,19	-0,05	0,04	0,40	0,56	1,00				
Sr	-0,01	0,01	0,26	-0,07	-0,20	-0,05	0,00	-0,04	0,02	0,09	0,05	1,00			
Ti	0,54	0,83	-0,02	0,09	0,43	0,82	0,13	0,38	0,69	-0,12	0,45	0,02	1,00		
Zn	-0,22	0,09	0,26	-0,08	0,27	0,03	-0,07	-0,21	-0,14	0,33	0,11	0,13	0,18	1,00	
Zr	0,08	0,03	0,29	0,12	0,06	-0,04	0,19	0,00	0,03	0,29	0,19	0,68	-0,04	0,13	1,00



**Figura 41.-** Gráficos de dispersión elaborados para los elementos que presentaron buenas correlaciones, de acuerdo a los resultados obtenidos a partir de la matriz de correlación para los datos de la turbidita T1.



#### 4.2. Relaciones elementales para la turbidita T2:

Los resultados obtenidos a partir de la matriz de correlación (tabla 14), muestran buenas correlaciones Ti/Al, Ba/Fe, Ca/Si, Ca/Ti y Si/Ti. Las relaciones se corresponden a los resultados obtenidos en las asociaciones elementales, lo que corrobora su interrelación.

Tabla 14.- Matriz de correlación de variables, para los elementos determinados correspondientes a la turbidita T2.

	Al	Ba	Ca	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	Si	Sr	Ti	Zn	Zr
Al	1,00													
Ba	0,67	1,00												
Ca	0,44	0,40	1,00											
Cu	0,34	0,64	0,24	1,00										
Fe	0,56	0,77	0,35	0,41	1,00									
K	-0,10	0,32	-0,39	0,31	0,08	1,00								
Mg	0,17	0,50	-0,20	0,50	0,48	0,51	1,00							
Mn	0,58	0,24	0,30	0,17	0,30	-0,19	0,21	1,00						
Na	-0,03	0,13	0,43	-0,13	-0,04	0,06	-0,27	-0,12	1,00					
Si	0,64	0,60	0,78	0,33	0,58	-0,30	-0,04	0,51	0,36	1,00				
Sr	0,39	0,33	0,05	0,19	0,28	0,03	0,08	0,30	0,03	0,44	1,00			
Ti	0,72	0,57	0,84	0,36	0,44	-0,23	-0,07	0,63	0,27	0,84	0,28	1,00		
Zn	0,46	0,52	0,63	0,39	0,46	-0,004	0,02	0,16	0,17	0,48	-0,09	0,82	1,00	
Zr	0,22	0,24	-0,09	0,17	0,10	0,17	0,19	0,22	-0,007	0,16	0,68	0,13	-0,21	1,00

Adicionalmente los gráficos de correlación, muestran una gran dispersión de los datos y baja correlación; la máxima correlación fue reportada para la relación Ba/Fe ( $R^2=0,67$ ) (apéndice c, fig. 48).

#### 4.3. Relaciones elementales para la turbidita T3:

Los elementos Ba, Mg, Fe y Ti presentan buena correlación con Al (tabla 15); al igual que las correlaciones Si, Na en función al Ca, permitieron establecer un vínculo entre las asociaciones elementales 1 y 2, y las correlaciones de estos elementos. Dichas correlaciones son relativamente altas; sin embargo, al realizar los diagramas de dispersión se obtuvieron buenas correlaciones Fe, Mg, Ba y Ti en función al Al, estas distribuciones no presentan una relación lineal, por lo tanto indican la existencia de dos población, que distinguen las facies “a” y “b” de la turbidita T3, como se muestra en la figura 42. Las otras correlaciones, presentaron valores menores a 0,7.

Tabla 15.- Matriz de correlación de variables, para los elementos determinados correspondientes a la turbidita T3.

	Al	Ba	Ca	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	Si	Sr	Ti	Zn	Zr
Al	1,00													
Ba	0,85	1,00												
Ca	-0,81	-0,48	1,00											
Cu	0,69	0,73	-0,18	1,00										
Fe	0,81	0,65	-0,62	0,52	1,00									
K	0,45	0,44	0,06	0,27	0,31	1,00								
Mg	0,85	0,86	-0,50	0,70	0,79	0,30	1,00							
Mn	0,28	0,38	0,11	0,54	0,12	0,08	0,39	1,00						
Na	-0,71	-0,65	0,78	-0,45	-0,74	-0,08	-0,70	-0,28	1,00					
Si	-0,48	-0,30	0,83	-0,13	-0,46	0,03	-0,30	-0,09	0,69	1,00				
Sr	0,12	0,24	-0,25	-0,01	0,07	-0,17	0,19	-0,35	-0,18	0,00	1,00			
Ti	0,83	0,71	-0,57	0,57	0,89	0,15	0,87	0,36	-0,76	-0,40	0,16	1,00		
Zn	0,22	0,32	-0,08	0,52	0,25	0,34	0,28	0,38	-0,42	-0,25	-0,24	0,15	1,00	
Zr	0,14	0,18	-0,35	0,19	0,17	0,03	0,04	0,09	-0,35	-0,59	0,27	0,04	0,49	1,00

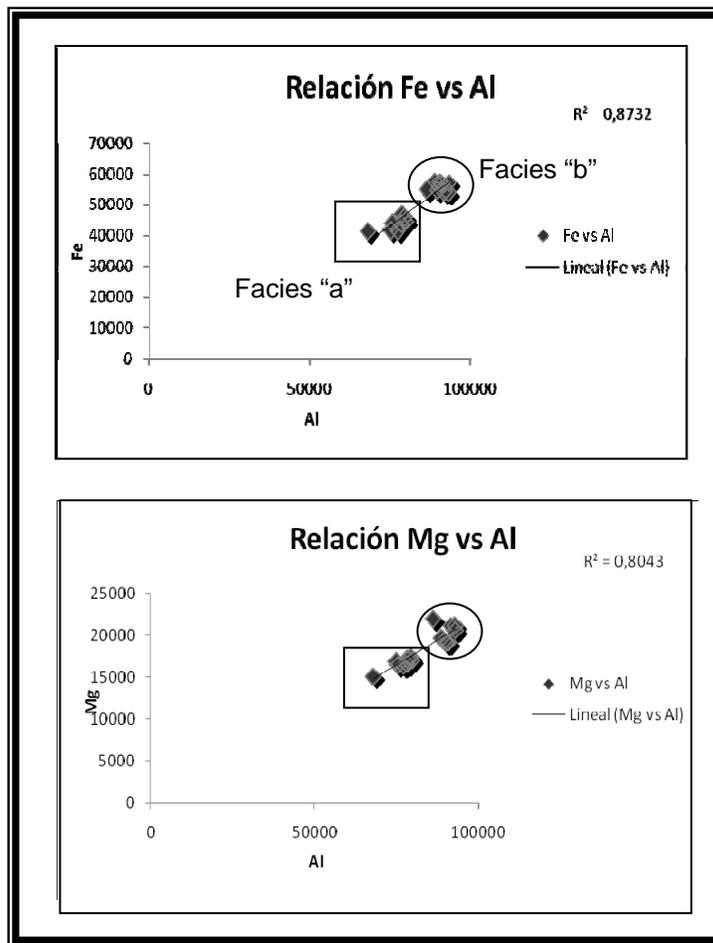


Figura 42.- Gráficos de dispersión elaborados para las correlaciones Mg y Fe en función a Al, donde se muestran las muestra correspondientes a la base y al tope de la secuencia.



## V.- DISCUSIÓN

En el siguiente capítulo se evalúan y discuten los resultados obtenidos para la distribución de elementos en las facies turbidíticas muestreadas; así mismo se establece una relación entre los atributos geoquímicos evaluados y el proceso de sedimentación que controla su distribución.

Los análisis estadísticos tanto descriptivos como multivariado, así como la información quimioestratigráfica, relativa a los perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, permitieron definir características propias de las turbiditas, relacionadas a la distribución de facies en cada una de las secuencias, delimitadas a través de los cambios composicionales.

### 1.- Geoquímica de las facies turbidíticas

Las figuras 29, 31 y 33, muestran los resultados obtenidos del análisis de agrupamiento libre para cada una de las turbiditas; al realizar los cortes correspondientes, de acuerdo a la coordenada relativa de disimilitud, se obtuvieron dos asociaciones que muestran el comportamiento similar de los elementos involucrados durante el proceso de sedimentación. Los elementos implícitos en ambas agrupaciones, corresponde a litófilos cuyo vínculo denota el carácter detrítico del proceso de sedimentación, debido a que los óxidos de Al y Si, representan en promedio el 70 % de la composición de las muestras; adicionalmente la relación entre estos elementos, están en el rango de 3,12 – 2,98; próximos a 3 (específicamente 3,2), que es el valor reportado en la corteza continental (Taylor y McLennan, 1985), lo que indica que el silicio es derivado principalmente de aluminosilicatos y tectosilicatos, de acuerdo al contexto geológico regional; por lo que son denominadas asociación de facies clásticas.

La asociación 1, agrupa a los óxidos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ , Ba y Cu; estos elementos son comunes en esta asociación para las tres turbiditas. El aluminio, constituye el elemento mayoritario que condiciona la distribución de otros; los altos porcentajes relativos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 17 y 20 % hacia el tope de las secuencias, se relacionan a las fases minerales de las arcillas, cuyo porcentaje de aluminio promedio de acuerdo a la fase en específico,



varia en este rango. En función a esto, y de acuerdo a los datos granulométricos obtenidos para la turbidita T2 (fig. 32.A.2), se definió a la asociación 1 como facies clástica limo-arcillosa.

Las arcillas poseen características específicas, que les proporcionan propiedades únicas como alta capacidad de intercambio catiónico, incorporación de minerales traza, ya sea por oclusión o por formación de complejo (ej.: Mason y Moore. 1984; Hugget. 2005); por lo que pueden ser incorporados elementos como el cobre, estroncio y bario, estos últimos constituyentes de minerales primarios, como las micas (moscovita) y plagioclasas. De allí la incorporación de estos elementos a la asociación.

Por otra parte, los elementos hierro y manganeso son vinculados, debido a que se relacionan a las arcillas como oxi-hidróxidos coloidales, formados bajo condiciones fisicoquímicas determinadas, en la columna de agua durante la sedimentación, éstos también poseen una alta capacidad de adsorción.

En otro contexto la asociación 2, agrupa en común a los óxidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  para las tres turbiditas; en ésta el elemento representativo es el silicio, constituyente principal de los tectosilicatos, cuyo vinculo con el Na y Ca, se atribuye a las fases minerales presentes. Las altas concentraciones relativas de estos elementos hacia la base de las secuencias, los relacionan con la presencia de fracciones arenosas, donde son depositados fases minerales más densas y de mayor tamaño, como granos de cuarzo, feldespato, plagioclasas, turmalina y otras fases de elementos pesados, para los casos donde se asocian elementos como Cr, Zr y Ti. Esto sirvió como fundamento, para denominar a la asociación 2, como facies clástica arenosa; debido a que las arenas, constituyen la fracción predominante hacia la base, donde estos elementos presentan concentraciones relativamente más altas.

La diferenciación de ambas asociaciones, dan indicios de dos regímenes de energía contrastantes, bajo los cuales fueron depositados los sedimentos; así las fracciones de las arenas en la base, fueron depositadas bajo altos niveles de energía y las fracciones menos densas, como los limos y las arcillas fueron depositadas bajo regímenes de energía relativamente bajos; estos cambios energéticos durante el proceso de sedimentación condicionaron la depositación de las fases minerales correspondientes, cuya distribución



está condicionada por el fraccionamiento hidráulico de las mismas, lo que determina los cambios de composición y los límites entre las facies.

Estos argumentos son validos para la definición de las turbiditas, ya que estas son depositadas por efecto de eventos caóticos que promueven la removilización, retrabajo y mezcla de los sedimentos depositados; en este sentido su composición en cierta medida, es un reflejo de la composición de los sedimentos de la cuenca correspondiente al valle morrénico Los Zerpa; considerando su evolución post-glaciar y sus características geomorfológicas, se establece que el aporte de sedimentos proviene del Complejo Iglesias (González de Juana, 1981). Hecho que sustenta las fases minerales propuestas, como posibles constituyentes.

Como se hizo mención las turbiditas son producto de eventos caóticos que promueven la formación de corrientes de turbidez (d<sub>1</sub>); cuya morfología establece las condiciones para la depositación paulatina de diferentes fracciones, en función a los cambios de energía dentro de la corriente, que posteriormente determinan la distribución y las características de las facies. Sin embargo, no todas las turbiditas presentan distribución de facies iguales, este factor está condicionado por el ambiente de sedimentación, características geomorfológicas de la cuenca, contexto geológico y en menor proporción, el clima. Por lo general y en conjunto con lo ya mencionado, las características de las turbidíticas y su distribución de facies, son atribuidas a los eventos que originaron la formación de las corrientes de turbidez y promovieron los procesos secundarios que están implícitos durante la depositación de las secuencias; en función a esto Seilacher (1991; tomado de Torres, 1994) hace un resumen y establece una amplia clasificación de las turbiditas.

En este contexto las turbiditas T1 y T2, presentan distribuciones de facies y características similares; lo que sugiere que su depositación fue causada por un mismo evento acontecido en el lago Los Zerpa, en espacios temporales diferentes y bajo condiciones particulares.

La identificación en estas secuencias de las facies de la homogenita “H”, a través de la descripción litoestratigráfica, definición de las quimiofacies, a través del análisis de agrupamiento restringido; y datos granulométricos (Carrillo, 2006); en conjunto con la actividad sismotectónica reportada por numerosos trabajos en el área, que evidencian el



desplazamiento de la falla de Boconó (ej.: Sifontes y Schubert, 1982) y la identificación de estructuras cosísmicas, analizadas por medio de estudios paleosísmicos (Carrillo et al., 2006); permiten correlacionar la generación de estas turbiditas con eventos sísmicos, por lo que son denominadas sismoturbiditas.

## **2.- Geoquímica de las sismoturbiditas del paleolago Los Zerpa**

La figura 35, 36, 37 y 48, muestran los perfiles de concentración y curvas de acumulación porcentual, para las asociaciones de clásticos limo-arcillosos de las sismoturbiditas T1 y T2, en estas se observaron dos cambios marcados que indican el límite de las quimiofacies y por ende de las facies identificadas para las mismas. Así se delimito la facies de la homogenita, y la facies transicional; debido a que esta facies (H), se caracteriza por presentar un predominio anormal de la fracción limo-arcillosa.

Por otra parte el límite entre las facies transicional “St” y la base “b”, fueron determinados a través de los dendrogramas de agrupamiento restringido y corroborados, por medio de los perfiles quimioestratigráficos y curvas de acumulación porcentual (fig. 35, 36, 37 y 38), que muestra altas concentraciones relativas para los elementos vinculados, hacia la base y tendencia negativa hacia el tope (ej.:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Zn}$ ).

Una vez delimitadas las quimiofacies, se establece que estas son producto del proceso de cambios composicionales, generados por cambios en el proceso de sedimentación; de esta manera se atribuye sus características particulares a la generación de corrientes de turbidez originadas por sismos, en función a lo antes señalado. Las características de las quimiofacies identificadas se relacionan, con la evolución de dicha corriente y la depositación paulatina de la carga sedimentaria, que forma las facies de la base, intermedia y tope.

El lago Los Zerpa, estaba contenido en una cuenca pequeña, cuyo delta tipo Gilbert (Carrillo, 2006), característico de sistemas lacustres, presenta una pendiente marcada. El choque sísmico generado por el desplazamiento de la falla de Boconó que atravesaba el lago, dio lugar a la desestabilización de los sedimentos del tope y talud del delta, que generó una corriente de turbidez. En conjunto con estos las aguas del lago aumentaron la



frecuencia de las oscilaciones, que causo un efecto “*Seiche*” intenso, amplificado por las dimensiones de la cuenca.

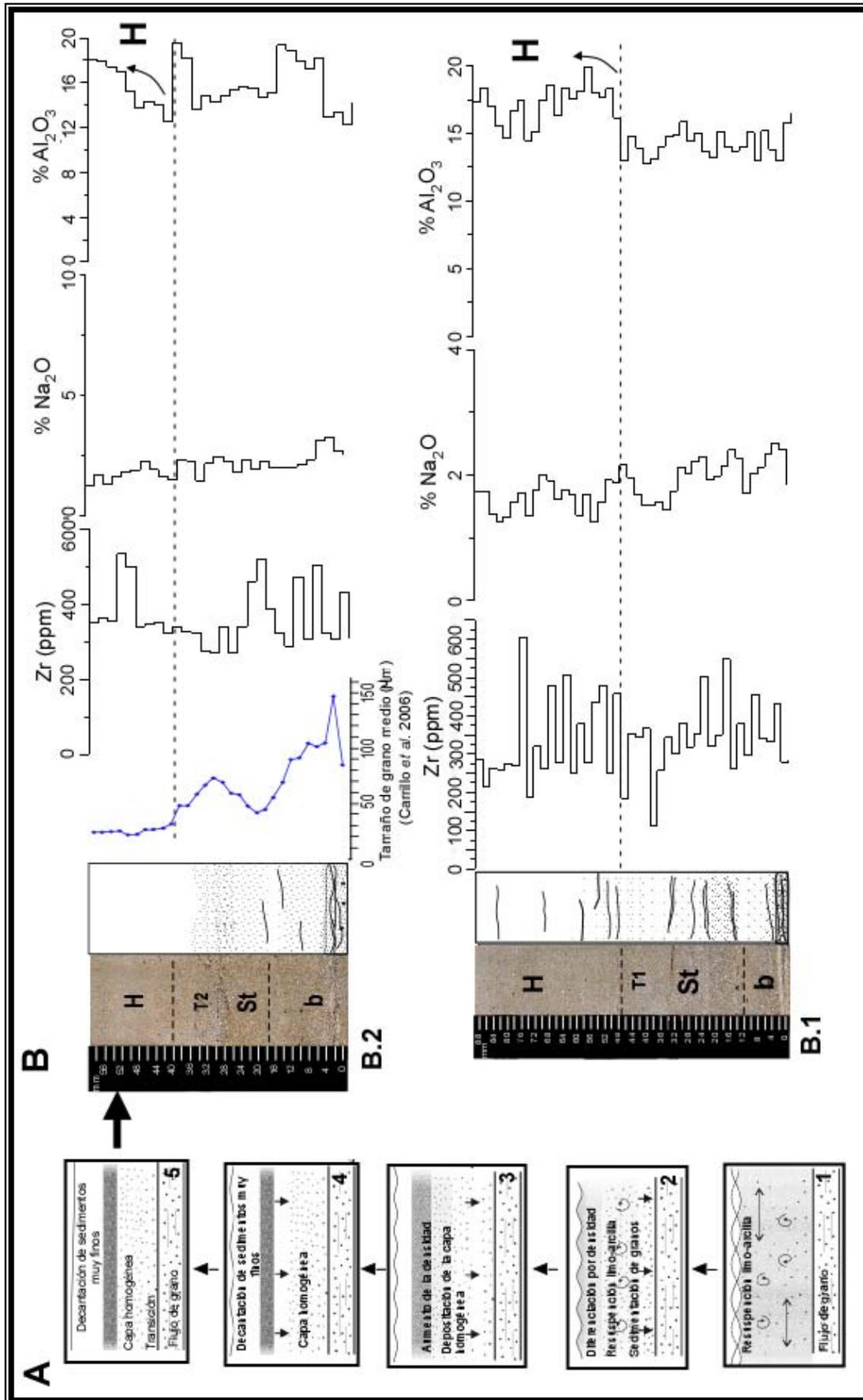
El proceso de sedimentación de las partículas transportadas, se inicio por efecto de la desaceleración del flujo que produce una disminución de la fuerza hidráulica y por ende de la capacidad de carga, en este momento son depositados los sedimentos transportados por tracción (fig. 43. A.1), caracterizados por las diferentes fracciones de las arenas de gruesas a media y finas, esto se correlaciona con las altas concentraciones reportadas para Si, Ca, Na, Zn, Ti (sismoturbidita T2), Cr, Zr y Sr (sismoturbidita T1) y , los primeros 4 a 8 mm de espesor; donde se observaron altas proporciones de arena, lo cual fue corroborado por medio de la granulometría (fig. 32. A.2 y B.2).

Las quimiofacies establecidas en esta sección en el caso de los finos, establece la poca proporción de la fracción limo-arcillosa en comparación a las arenas.

La disminución de la capacidad de carga continua y en conjunto con la depositación gradacional de la facies “b” (fig. 43.A.2), se producen corrientes internas menores, asociadas a interflujos que probablemente generan la depositación de laminaciones de arena truncada muy finas, que gradan a arenas limosas y arcillosas de base a tope, esto se observa a través de los cambios relativos de concentración asociados hacia el tope de la base. De igual manera la identificación de quimiofacies de segundo orden (fig. 32. A.1 y B.1), vinculadas a la base; marcan la transición entre los depósitos de alta a moderada energía. Sin embargo, la proporción de las arenas en esta sección son importantes.

El límite entre los depósitos de arena y aquellas generadas por flujos secundarios asociados, es marcado por las quimiofacies transicionales (fig. 43. A.3). En los perfiles quimioestratigráficos, se visualizan para algunos elementos pocos cambios, como en el caso del K, Cu y Ca; otros elementos muestran distribuciones fluctuantes, con tendencias ascendentes para elementos como Fe y Mn; y negativas para el Na y Zr (fig. 43.B). Estos cambios son producto de las gradaciones normales e inversa asociadas, que se observan por medio de las quimiofacies menores.

La nube de alta densidad generada por la resuspensión de las partículas finas y muy finas, es mezclada producto del efecto “*seiche*” en el lago; las corrientes residuales probablemente dan como resultado depósitos convectivos, hasta que una disminución significativa de la turbulencia permite que se den las condiciones para que se produzca la



**Figura 43.**– Proceso de sedimentación de las sismoturbiditas y las facies en estudio. A) Secuencia del proceso de sedimentación. B) Facies de las sismoturbiditas. B.1) Distribución de tamaño de grano, perfiles de concentración para Zr, Na<sub>2</sub>O y Al para la sismoturbidita T2. B.2) Perfiles de concentración para Zr, Na<sub>2</sub>O y Zr para la sismoturbidita T1.



floculación de las arcillas (Kneller y Buckner, 2000) (fig. 43. A.4 y 3); en conjunto con este proceso, se produce la sedimentación de partículas muy finas pero más densas, en comparación a las ya mencionadas; ésta es una explicación posible de las altas concentraciones hacia la base de la homogenita, que se registran para el Zr y Ti (fig. 43 B.1 y B.2), asociados generalmente a minerales pesados y fracciones gruesas. Este proceso ocurre durante la decantación homogénea, donde la interfase agua y depósito de suspensión (Kuenen, 1968) se hace más marcada hasta que aumenta la densidad de los sedimentos tipo arcilla y son depositados en masa (Lamb y Parsons, 2005).

Cónsono con lo descrito, altas concentraciones relativas de los óxido de Al, K, Fe, Mn y Cu, son observados asociados a la homogenita; a pesar de que visualmente es homogénea, según estudios de distribución de tamaño de grano (Carrillo, 2006); se identificaron cambios en las concentraciones de los óxidos y elementos en esta facies, que se discuten en detalle la siguiente sección.

## **2.1.- Geoquímica de la facies de la homogenita**

Las quimiofacies que delimitan la facies de la homogenita (tablas 10 y 11), son expuestas a través del análisis de agrupamiento restringido para la asociación de clásticos limo-arcillosos; debido al predominio de dicha fracción en esta facies, que le atribuye su homogeneidad característica y sin cambios aparentes desde el punto de vista físico.

Los perfiles de concentración para los óxidos de Al, Fe, Mn, Mg, Ba y Cu, presentan altas concentraciones relativas, a partir de 48 mm para la turbidita T1 y 40 mm para la turbidita T2, con respecto a la base, debido a la presencia de este nivel arcilloso anormal. Esto es sustentado para la turbidita T2, a través de los datos granulométricos (figura 32.1.B y 32.2.B), en los que se observa el predominio de las fracciones de limo y arcilla, en relación a la facies homogénea; sin embargo, también se identifican arenas finas y muy finas. Aunado a esto, los perfiles quimioestratigráficos para elementos como, Zr, Ti y Sr, muestran cambios drásticos y progresivos dentro de la facies.

El proceso de depositación de las homogenitas es producto de una reconcentración de la nube de alta densidad, generada por la resuspensión de partículas finas, que en conjunto con el efecto “Seiche” del lago, produce la mezcla de las partículas suspendidas,



que comprenden las fracciones de arenas muy finas, limos y arcillas, la primera en menor proporción; por lo que la homogeneidad física observada, por medio de la distribución de tamaño de grano, en particular para esta facies, no representa la homogeneidad composicional. De igual manera, dentro de la misma hay cambios menores que se observaron a través de quimiofacies de segundo orden, (sismoturbidita T1, T1H-Fb) y cambios en la proporción de arenas hacia la base de dichas facies.

Los cambios de concentración observados para elementos pesados en la homogenita, se refiere a que la homogeneidad presentada por el tamaño de grano no es un criterio discriminante de la composición, de tal manera que el predominio de la fracción limo-arcilla, probablemente incluya varias fases minerales, cuyo tamaño de partícula y densidad, permitan que constituyan equivalentes hidráulicos, depositado en conjunto con las fases minerales de las arcillosas.

A pesar de ser generadas por efectos del mismo evento y presentar facies similares, las sismoturbiditas poseen características disímiles entre sí. Fundamentado en esto, se establece una comparación entre las dos sismoturbiditas en estudio.

## **2.2.- Comparación de las sismoturbiditas T1 y T2**

Las sismoturbiditas T1 y T2 presentan distribuciones de facies congruentes, cuyas características establecen su similitud; estas fueron definidas como facies de la base, facies transicional “St” y facies de la homogenita “H” (fig. 43.B). La homogenita es característica de este tipo de depósitos; sin embargo, se observaron ciertas diferencias tanto en las distribuciones de quimiofacies, como en las distribuciones de facies, que pueden ser atribuidas a particularidades en el proceso de sedimentación.

La sismoturbidita T1 (fig. 43.B.1), desde el punto de vista litoestratigráfico presenta pocos cambios, a simple vista se observa la base arenosa bastante marcada con laminación cruzada, la facies transicional muy tenue y la facies homogénea. Las quimiofacies establecieron, los límites producto de la alta sensibilidad del análisis, corroborados a través de los perfiles. Así se muestran las quimiofacies de la base (T1b-M1), quimiofacies transicional (T1Sb-M2 y T1Sb-F) y la quimiofacies homogénea (T1H-F). Esta última presenta una subquimiofacies hacia el tope, que se relacionó con una concentración de



material arcillosos muy fino; a esta altura los óxidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Cu}$ , presentan un incremento relativo, importante, esto se relaciona con las partículas coloidales remanentes, depositadas por medio de la decantación homogénea (Carrillo, 2006; Bertrand *et al.*, 2008).

A diferencia de la sismoturbidita T1, la sismoturbidita T2 presenta características bastante marcadas, que son visibles a simple vista. La facies de la base “b”, transicional “St” y la facies de la homogénea “H”, presentan características propias de esta turbidita (fig. 43. B.2). La facies transicional, presenta un incremento relativamente alto de las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Zn}$  y  $\text{Ti}$ , producto de una capa gradacional de arenas-limosas, medias a finas; estas capas gradacionales, son definidas a través de quimiofacies de segundo orden. La facies homogénea, presenta hacia la base altas concentraciones de los elementos mencionados y hacia el tope, aumentan las concentraciones de los óxidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{Cu}$ .

Las diferencias observadas en las distribuciones de las facies y quimiofacies para ambas turbiditas, son efecto de cambios relativos en el proceso que es en esencia el mismo. La distribución bastante marcada en la sismoturbidita T2, establece mayor diferenciación, debido a que esta presenta altas proporciones de arena media a fina, a diferencia de la sismoturbidita T1, cuya continuidad sugiere mayor, proporción de arena muy fina y limo. Esto es constatado a través de los perfiles de las relaciones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , elaborados para las turbiditas (fig. 44), las relaciones hacia la base y facies transicional, son mayores para la sismoturbidita T2, en comparación a la T1; esto posiblemente está vinculado a los procesos erosivos que se produjeron en la cuenca, y que influenciaron la generación de sedimentos.

Adicionalmente se realizó el estudio de una tercera turbidita, cuyas características tanto físicas como químicas indican que fueron depositadas por un proceso diferente.

### **3.- Geoquímica de la turbidita T3. Indicios de la ocurrencia de depósitos climáticos eventuales**

La figura 37, muestra el dendrograma de agrupamiento libre para la turbidita T3; en este se observa que los elementos relacionados a la asociación T3-1, comprenden el 78 % de las variables determinadas, y se relacionan al  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , por lo que se vinculan a la fracción



limosa. Por otra parte los óxidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , conforman la asociación T3-2, vinculada a las facies de clásticos arenosos.

Los perfiles de concentración, para los elementos de la asociación T3-1, entre ellos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Sr}$  y  $\text{TiO}_2$ , muestran tendencias positivas de base a tope, con altas concentraciones relacionadas a la facies “b” de esta turbidita. Las curvas de acumulación porcentual, sustentan las quimiofacies identificadas que delimitan las facies del tope y la base.

Las bajas relaciones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , en promedio 2,93 en comparación a lo obtenido para las sismoturbiditas ( $T1 = 3,08$ ;  $T2 = 3,26$ ), sugiere una menor diferenciación de esta facies constituyentes de esta turbidita; el perfil quimioestratigráfico de ésta relación muestra tendencias poco cambiantes y una inflexión que diferencia el tope de la base. En base a la información obtenida, se establece que esta turbidita corresponde a un depósito caótico, poco diferenciado cuyo origen puede estar relacionado a eventos climáticos.

Las corrientes de turbidez son generadas por la inyección de sedimentos concentrados en suspensión dentro de la masa de agua, estas pueden ser derivadas por varios factores, ya sean: 1) deslizamientos causados por choques sísmicos (sección 1.1, capítulo V); 2) masas de sedimentos desplazadas en las pendientes de los deltas lacustres y las márgenes del lago; y 3) aumentos en las precipitaciones (Leeder. 1999; Nakajima y Kanai. 2000; Talbot. 2005; Guyard *et al.* 2007).

El aumento de las precipitaciones en la cabecera de los ríos y quebradas, produce erosión y movilización de los sedimentos depositados en el tope de los deltas, estos son eventos instantáneos y los depósitos generados son denominados “eventitas”, de acuerdo a la clasificación establecida por Seilacher, (1991) (tomado de Torres, 1994).

Debido al carácter instantáneo de las crecidas, estas son capaces de generar flujos que transportan altas cargas de sedimentos suspendidos (Leeder, 1999), que son depositados a través de un solo evento en el fondo del lago, a medida que disminuye la pendiente y por ende la energía potencial. La distribución de facies de estos sedimentos son el producto de la disminución de la capacidad de carga de estas corrientes, que depositan los sedimentos transportados por tracción, principalmente granos de cuarzo, feldespatos, plagioclasas, esto se relaciona con las altas concentraciones de los elementos pertenecientes a la asociación T3-2. Seguidamente se produce la depositación de las capas gradacionales,



por efecto de corrientes internas de reflujo que son rápidamente depositadas, esto podría explicar la asociación de elementos pesados con elementos representativos de fracciones clásticas limo-arcillosas.

#### **4.- Comparación geoquímica entre las sismoturbiditas y la turbidita climática. Ejemplo de los sedimentos lacustres de Los Zerpa**

A pesar de que dichas secuencias son producto de corrientes de turbidez, originadas en un mismo ambiente sedimentario y con composición similar, debido a que el aporte de sedimentos está relacionado a una fuente única; éstas presentan diferencias bastante contrastantes. Varios son los criterios a considerar, para establecer la comparación entre las sismoturbiditas y la turbidita climática T3; en cuanto a sus características físicas, estas presentan espesores diferentes y a través de la descripción litoestratigráfica, se identificaron facies con características propias para cada secuencia.

Desde el punto de vista químico, la diferenciación de los procesos que promovieron la sedimentación de las secuencias, son mostrados a través de las asociaciones elementales; que establecen el carácter detrítico del proceso. Sin embargo, la manera en que los elementos son asociados para las sismoturbiditas son similares, en contraste con la turbidita climática donde la mayoría de los elementos son vinculados al  $Al_2O_3$ , en la asociación T3-1 y en la asociación T3-2, sólo se conjugan los óxidos de  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  y  $CaO$ . Esto establece la poca diferenciación existente para la turbidita climática, que probablemente es depositada, durante un evento caótico instantáneo, que promueve la depositación de las fracciones más gruesas en la base y capas gradacionales hacia el tope, con predominio de material arcilloso. Esto se muestra en la definición de las quimiofacies, que para ambas asociaciones establecen el límite entre las facies “a” y “b”.

En oposición para las sismoturbiditas, las asociaciones elementales diferencian el proceso relacionado a facies clásticas limo-arcillosas y facies clásticas arenosas, donde son agrupados de manera equitativa los elementos correspondientes a dichas facies. Las quimiofacies identificadas, permitieron delimitar las tres facies identificadas, que son reflejo del proceso de diferenciación que se produjo durante la depositación. Este proceso,

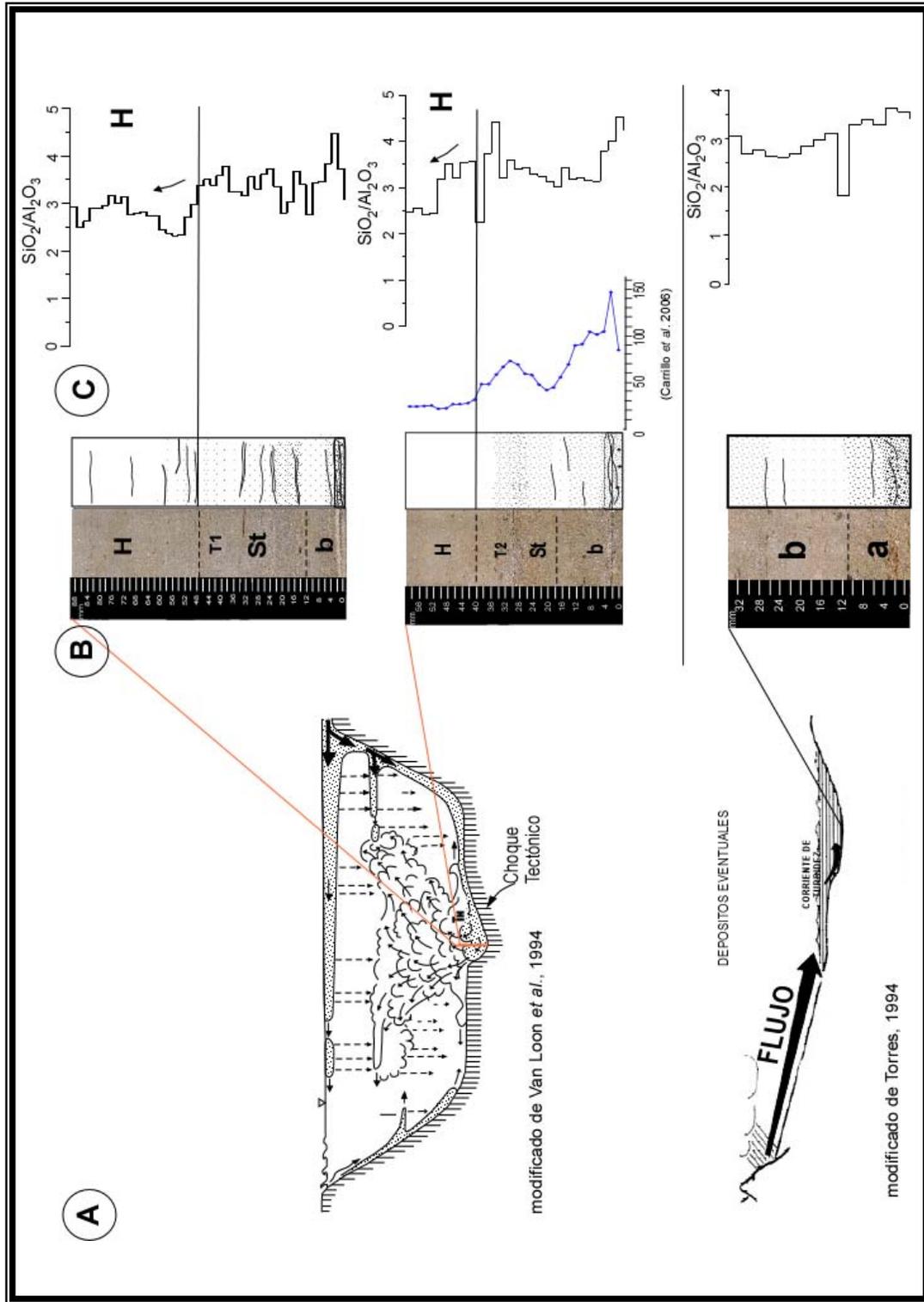


Figura 44.— Comparación entre las sismoturbiditas (T1, T2) y la turbidita climática (T3), donde se señalan los procesos que propiciaron la depositación de dichas secuencias. (A) Proceso que promueve la generación de la corriente de turbidez. (B) Secuencia de turbidez. (C) Relaciones SiO<sub>2</sub> / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e información granulométrica para la sismoturbidita T2.



fue promovido por en efecto “Seiche” del sistema, que generó las condiciones necesarias para la mezcla de las fracciones, por medio de la mezcla de las aguas que propiciaron la refracción de las corrientes contra las paredes de la cuenca. Es posible que este proceso generara, corrientes internas, que resuspendieran los sedimentos, hasta que un cese en las oscilaciones produjo finalmente la depositación (depositación homogénea).

Estas discrepancias en los procesos permitieron generar depósitos disímiles, al comparar los perfiles quimioestratigráficos de las relaciones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (fig. 44), para cada una de las turbiditas son visibles las disimilitudes existentes. Las sismoturbiditas, presentan relaciones relativamente altas hacia la base y bajas hacia el tope, producto de las relaciones inversas entre los elementos, estos cambios presentan inflexiones marcadas; para la turbidita climática T3, los cambios son sutiles.

Para las tres turbiditas, las correlaciones elementales se relacionan a los elementos vinculados en las asociaciones. En el caso de la turbidita climática T3, los resultados de la matriz de correlación establecen, buenas correlaciones  $\text{Fe}/\text{Al}$ ,  $\text{Mg}/\text{Al}$ ,  $\text{Ti}/\text{Al}$ ,  $\text{Fe}/\text{Ti}$ , que indican la poca diferenciación de los sedimentos con respecto a la fuente.

Los argumentos geoquímicos aquí discutidos permitieron, establecer las diferencias y similitudes entre los depósitos turbidíticos considerados, de esta manera se establece que los atributos químicos, permiten diferenciar las turbiditas de origen sismotectónico y climático, lo que constata la caracterización geoquímica de las sismoturbiditas y le asignan una huella química que las diferencian de los depósitos derivados de otros procesos.



## VI.- CONCLUSIONES

- 1.- El análisis estadístico multivariado de los atributos químicos evaluados, permitió identificar, dos procesos geoquímicos que se produjeron durante la sedimentación de las turbiditas relacionados a facies de clásticos limo-arcillosos (asociación 1) y clásticos arenosos (asociación 2).
- 2.- Para las turbiditas T1 la asociación de clásticos limo-arcillosos, permitió definir un cambio importante a 48 mm con respecto a la base, correspondiente al límite entre la facies transicional “St” y la facies de la homogenita “H”. La definición del límite de la base, se realizó a través del análisis de la asociación de facies de clásticos arenosos.
- 3.- Para la turbidita T2, la diferenciación entre las facies correspondientes se realizó a través del análisis de agrupamiento restringido para la asociación de clásticos limo-arcillosos; cambios importante fueron identificados a 18 mm con respecto a la base, referente al límite entre las facies “b” y la facies transicional “St”; el otro cambio fue definido a 40 mm, con respecto a la base, relativo a la delimitación de la facies de la homogenita “H”.
- 4.- La identificación de las quimiofacies, en conjunto con la información granulométrica y los perfiles de concentración de elementos vinculados en las asociaciones, permitieron establecer que los cambios composicionales, son producto de la diferenciación de las fracciones debido a variaciones energéticas durante el proceso de sedimentación.
- 5.- Las quimiofacies identificadas y distribución de facies de las turbiditas T1 y T2, permiten definir su origen vinculados a procesos particulares de sedimentación que involucran depósitos por tracción, suspensión de alta densidad y decantación homogénea, generados por perturbaciones sísmicas, capaces de generar el efecto “*Seiche*” y promover la diferenciación de las fracciones constituyentes de la base, facies transicional y facies de la homogenita.
- 6.- La facies de la homogenita, es caracterizada a través de las quimiofacies correspondientes y datos de granulometría, que en conjunto con los perfiles quimioestratigráficos permitieron establecer cambios composicionales intrafacies, lo que establece que la homogeneidad física reportada en cuanto a distribución de tamaño de grano, particularmente para esta facies, no es un criterio discriminante de la composición.



- 7.- Las sismoturbiditas pueden ser correlacionadas, debido a que presentan una huella química característica de la distribución de facies; sin embargo cada una, posee características propias.
- 8.- Las asociaciones elementales identificadas para la turbidita T3, en conjunto con las químiofacies identificadas, permitieron corroborar la distribución de facies de esta turbidita; que la relacionan con depósitos caóticos instantáneos, debido a su poca diferenciación.
- 9.- Las características determinadas para la turbidita T3, sugieren un origen climático.
- 10.- La comparación entre las sismoturbiditas y la turbidita climática, evidencia diferencias, tanto en las características físicas como química, que permitieron constatar que las sismoturbiditas son depositadas por corrientes de turbidez generadas por efecto de choques sísmicos, relacionado a la actividad sismotectónica de la falla de Boconó, que generaron en conjunto con la corriente de turbidez, el efecto “*seiche*” en las aguas del lago, que formó la facies característica de este tipo de depósitos, la facies de la homogenita.



## VII.- RECOMENDACIONES

- 1.- Llevar a cabo análisis de difracción (DRX) a las muestras con el fin de identificar y determinar, las fases minerales constituyentes de las facies de las sismoturbiditas, con especial interés en la facies de la homogenita y la base de la sismoturbidita.
  
- 2.- Realizar un modelado paleobatimétrico de la cuenca, de esta manera es posible proponer la extensión de los depósitos de las sismoturbiditas, y así aplicar análisis químicos a facies ubicadas en diferentes puntos de la misma, con la finalidad hacer estudios detallados y establecer correlaciones dentro del paleolago.
  
- 3.- Promover la realización de estudios quimioestratigráficos en sismoturbiditas lacustres holocenas depositadas en zonas aledañas, y comparar tanto con los datos químicos obtenidos en el presente estudio, como aquellos producto del estudio de sismoturbiditas en la laguna de Mucubaji (Moreira, 2009); con la finalidad de constatar el efecto de la actividad sismotectónica a nivel regional.
  
- 4.- Fomentar los estudios geocronológicos en la zona y realizar dataciones, de esta manera podrían obtenerse datos referentes a la frecuencia en la cual los sismos alcanzan magnitudes tales, que permitan la ocurrencia de estas perturbaciones indirectas en conjunto, con estudios paleosismicos ya realizados (ej.: Audemard *et al.*, 1999; Audemard *et al.*, 2000; Audemard *et al.*, 2001; Carrillo *et al.* 2006).



## VIII.- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Abdeldayem, A.L , Ikehara, K and Yamazaki, T. (2004) Flow path of the 1993 Hokkaido-Nansei-oki earthquake seismoturbidite, southern margin of the Japan Sea north basin, inferred from anisotropy of magnetic susceptibility. *Geophysical Journal International*, 157, pp. 15-24.
- Alcántara, I, Garduño, M, V.H , Fisher, C.T, Pollard, H.P, and Rodríguez Pascua, M.A. (2005) Lake level change, climate, and the impact of natural events : the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Quaternary International*, 135, pp. 35-46.
- Audemard, F. E. and Audemard, F. A., (2002). Structures of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*. Pp. 345-348.
- Audemard, F. A., Beck, C., Carrillo, E., Cousin, M., (2001) Sedimentary record of late Pleistocene seismic activity along the Boconó Fault (Mérida Andes): preliminary observations on the Los Zerpas Moraine-dammed paleo-lake. *Congres Association des Sédimentologues Francais, Publ. ASF*, 36:19.
- 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).Participants of the South American Field Workshop on Paleoseismology. *Tectonophysics* 308, pp. 1-21.
- Audemard, F, Beck, C, Cano, V, Carrillo, E, Raymi, C, Cousin, M, François, J, Melo, L, Villemin, T, . (2002) Stability of Quaternary morainic complexes cut by the Boconó fault, Mérida Andes, western Venezuela, pp. 49-51.
- Audemard, F, Ollarves, R, Díaz, G, Bechtold, M, Beck, C, Carrillo, E, Pantosti, D, and Diederix, Hans. (2005) Paleoseismic assessment of the main strand of the Boconó fault in its central section, al Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela. 6<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), pp. 72-75.
- Bauluz, B, Mayayo, M.J, Fernandez Nieto, C. y Gonzalez, J.M. (2000) Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain):



- implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168, 135-150.
- Beattie, P.D and Dade, W.D. (1996) Is scaling in turbidite deposition consistent with forcing by earthquakes?. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, No 5, p. 909-915.
- Beck, C, Mercier de Lèpinay, B, Schneider, J.L, Cremer, M, Cagatay, N, Wendenbaum, E, Boutareaud, S, Menot, G, Schmidt, S, Weder, O, Eris, K, Armijo, R, Meyer, B, Pondard, N, Gutscher, M. (2007) Sedimentación co-sísmica del Cuaternario Tardío en las cuencas profundas del Mar de Marmara. *Sedimentary Geology*, 199, 1-2, pp. 65-89
- Benvenuti, M. (2003) Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene-Pleistocene Mugello Basin Central Italy. *Sedimentary Geology* 157, pp. 197-234.
- Bertrand, S, Charlet, F, Chapron, E, Fagel, N, De Batist, Marc. (2008) Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, pp. 301-322.
- Bezada, M., Kalm, V., Mahaney, W. C. (1996) LGM Moraines in La Zerpa Area, Sierra de Santo Domingo. International Conference on Quaternary Glaciation and Paleoclimate. *Quaternary Surveys*, pp. 79.
- Boggs, S. (1995) Principles of sedimentology and stratigraphy. 2 ed. P, 667.
- Bouma, A.H. and Brouwers, A. (1964) Developments in sedimentology: turbidites. Elsevier Publishing Company, 3, pp. 257.
- Bourgeois, J. (2006) Earthquakes: A movement in four parts?. *Nature Publishing Group*, 440, pp.430-431.
- Brownlow, A.H. (1996) Geochemistry. Prentice Hall, 580 p.
- Carrillo, E. (2006) L'enregistrement sédimentaire de la sismicité récente le long de la frontière sudoccidentale de la plaque Caraïbe (faille de Boconó): Modalités et chronologie. [École Doctorale de l'Université de Savoie]. Département de Sciences Mathématiques, de la Matière, de la Terre et de la Vie, 209 p.
- Carrillo, E, Audemard M, F A, Beck, C, Cousin, M, François, J, Cano, V, Castilla, R, Melo, L, Villemin, T. (2006) A late Pleistocene-Holocene natural seismograph along the



- Boconó fault (Mérida Andes, Venezuela): the moraine-dammed Los Zerpa paleo-lake. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, pp. 1-25.
- Carrillo, E, Beck, C, Audemard, Franck A, Moreno, E, Ollarves, R. (2008) Disentangling late Quaternary climatic and seismo-tectonic controls on Lake Mucubají sedimentation (Mérida Andes, Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, pp.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]. Caracas. Universidad Central de Venezuela (2009).
- Chapron, E. (1999) Perturbations sismo-tectoniques de la sedimentation La Custré régionale. *Géologie Alpine*, 1999, Mémoire H.S. n° 30. Chap. V. pp. 176-224.
- Chapron, E, Beck, C, Pourchet, M, Deconinck, J-F. (1999) 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11, pp. 86-92.
- Cohen, A S. (2003) Paleolimnology: the history and Evoltin of lake Systems. *Sedimentological Archives in lake deposits*. Chap. 7, pp. 162-171.
- Colletta, B., Roure, F., De Tino, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., and Gou, Y. (1997) Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural style in the Venezuela Andes. *Tectonic*. 16, pp. 777-794.
- Cox, R. and Powe D.R. (1995) A conceptual review of regional – scale controls and the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. 1. *Sedim. Res* A 65, pp. 1-12.
- Crusius, J, Thomson, J. (1999) Comparative behavior of authigeic Re, U, and Mo during reoxidation and subsequent long-term burial in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 13, pp. 2233-2242.
- Cullers, R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology* 191, pp. 305-327.
- Das, N. (1997) Chemostratigraphy of sedimentary sequence : a review of the state of the art. Australia. *Journal Geological Society of India*, 49, pp. 621-628



- De Abreu Da Luz, D. G. (2005) Estudio quimioestratigráfico de las lutitas de la Formación El Paraíso, quebrada Paraíso, estado Falcón, Venezuela. [Trabajo especial de grado]. Caracas. Universidad Central de Venezuela (2005).
- De Batist, M, Chapron, E. (2008) Lake systems: Sedimentary archives of climate change and tectonic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, pp. 93-95.
- Dinelli, E, Lucchini, F, Mordenti, A. y Paganelli, L. (1999) Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes. *Sedimentary Geology*, 127, pp. 193-207.
- Dhont, D, Backé, G, Hervouët, Y. (2005) Plio-Quaternary extension in the Venezuela Andes : Mapping from SAR JERS imagery. *Tectonophysics*, 20, pp. 5-18.
- Fanetti, D, Flavio, S. A, Chapron, E, Sturm, M, and Vezzoli, L. (2008) Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 2-3, pp. 323-340
- Felix, M, McCaffrey, W. (2005) Particle-Driven Subaqueous Gravity Processes. *Encyclopedia Geology, ELSELVIER*. Vol. IV. P. 590
- Ferrer, C. (1999) Represamientos y rupturas de embalses naturales (lagunas de obturación) como efectos cosísmicos : algunos ejemplos en los Andes venezolanos. *Rev. Geog. Venez.* 40, pp. 119-131.
- Fralick, P.W. y Kronberg, B.I. (1997) Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology* 113, pp. 111-124.
- Friedman, G M, Sanders, J E. (1978) Principles of Sedimentology : Nonmarine Environments, II. Modern sedimentary environments and their products in the rock record. Chap. 9, 450 p.
- Giegengack R. y Graunch R. (1972) Boconó Fault, Venezuelan Andes. *Science*, 175, pp. 558-560.
- González de Juana, C, Iturralde de Arozena, J M., Picard Cadillat, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ediciones Foninves, Tomos I y II, 803 p.
- Guyard, H, Chapron E, St-Onge G, Ansetmetti F S, Arnaud F, Magand O, Francus P, Méléres M-A. (2007). High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Review*, 26, pp. 2644-2660.



- Hackley, P, Urbani, F, Karslen, A. and Garrity, C. (2006) Mapa Geológico de Venezuela a Escala 1:750,000. *U.S. Geological Survey Open File Report 2006-1109* Publicado 2006 - [En línea solamente]
- Holland, H.D, Turekian, K.K. (2003) *Treatise on Geochemistry : meteorites, comets and planets*. Vol. 1. ELSELVIER Pergamon. *Evolution of Sedimentary Rocks*, 7, 7.15, 203 p.
- Hugot J. M. (2005) *Encyclopedia Geology: Clay Minerals*. Vol. 1. ELSELVIER Pergamon. 167 p.
- Hurlbut, C, Klein, C. (1991) *Manual de mineralogía de Dana*. 3ed.Editorial REVERTE, 327 p.
- Jarvis,I, Moreton, J, and Gérard, Martine. (1998) *Chemostratigraphy of madeira abyssal plain Miocene-Pleistocene turbidites, site 950*. (Eds.), 1998. *Proceeding of the ocean drilling program, scientific results*, 157, pp. 535-557.
- Kasten, K.A. and Cita, M.B. (1981) *Tsunami induce sediment transport in the Abyssal Mediterranean sea*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 89, pp. 591-604.
- Kneller, B, Edwards, D, McCaffrey, W, Moore, R. (1991) *Oblique reflection of turbidity currents*. *Geology*, 4, pp. 250-252.
- Kneller, B and Buckee, C. (2000) *The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implication*. *International Association of Sedimentologists*, 47, pp. 62-94.
- Kuenen, PH. H. (1968) *Settling convection and grain-size analysis*. Geological Institute, Groningen, Netherlands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 3, pp. 817-831.
- Mahaney, W.C. and Kalm, V. (1996) *Fiel guide for the: International conference on quaternary glaciation and paleoclimate in the Andes Mountains (and surrounding tropical, subtropical and middle latitude mountains)*, pp. 2-78.
- Martín Fernández. (2000). *Medidas de diferencia y clasificación automática no parimétrica de datos composicionales*. [Tesis doctoral]. Programa de doctorado: Matemática aplicada - U. P. C. Ginora. 233 p.
- Martín - Fenández J A, Barceló - Vidal C, Pawlowsky – Glahn V. (2003). *Dealing with zeros and missing values in compositional data sets using nonparametric imputation*. *Mathematical Geology*, 35, 3, pp. 253-258.
-



- Martínez, A. (2001) Identificación y caracterización de quimiofacies de la Formación Barco en la localidad de San Pedro del Río, Estado Táchira. [Trabajo Especial de Grado], Escuela de Química, Facultad de Ciencias, U.C.V.
- Martínez, M. (2000,a) Introducción a la quimioestratigrafía y la geoquímica de yacimientos: Principios geoquímicos básicos. Cap, I. [Guías de estudio] Caracas. Instituto de Ciencias de la Tierra, pp. 1-11.
- Martínez, M. (2000,b) Introducción a la quimioestratigrafía y la geoquímica de yacimientos: Geoquímica de rocas sedimentarias. Cap, II. [Guías de estudio] Caracas. Instituto de Ciencias de la Tierra, pp. 12-27.
- Martínez, M. (2000,c) Introducción a la quimioestratigrafía y la geoquímica de yacimientos: Geoquímica de rocas sedimentarias. Quimioestratigrafía. Cáp. III. [Guías de estudio] Caracas. Instituto de Ciencias de la Tierra, pp. 24-32.
- Mason, B. y Moore, C, (1982) Principles of geochemistry: 4<sup>th</sup> edition, John Willey & Sons. 350 p.
- McCave, I. N. (2005) Deposition from Suspension. Encyclopedia Geology, Elsevier, 4, 590 p.
- McLennan S. M, Bock B, Hemming S. R, Hurowitz J. A, Lev S. M, and McDaniel D. K. (2003) The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit- Forming Environments. (ed. D. R. Lentz), *Geol. Assoc. Canada GEOText*. St. John's, Nfld, 5, pp. 1-31.
- Mellinger M. (1987) Multivariate data analysis: Its Methods. Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems. **2**
- Méndez Baamonde, J. (2006) Petrología: Ambientes sedimentarios. Instituto de Ciencias de la Tierra. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, U.C.V. Parte III y IV, 361 p.
- Michetti, A. M, Audemard, F, Marco, S. (2005) Future trends en paleoseismology : Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics*, p. 2-16.
- Montero, J.C. (2004) Determinación, caracterización y correlación de quimiofacies de la Formación Cerro Pelado (Mioceno), Cuenca Central de Falcón, Edo. Falcón-



- Venezuela. [Trabajo Especial de Grado], Escuela de Química, Facultad de Ciencias, UCV, 90 p.
- Montilla Rodríguez, L. A. (2006) Geoquímica sedimentaria y quimioestratigráfica de dos secciones del Cretácico Superior en el Estado Táchira, Venezuela. [Tesis de maestría] Caracas: Instituto de Ciencias de la Tierra, Post-Grado en Geoquímica. Universidad Central de Venezuela. 140 p.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Séguret, M. and Zanzucchi, G., (1984). Seismoturbidites: a new group of reseedimented deposits. *Marine Geology*, 55, pp. 103-116.
- Nakajima, T, Kanai, Y. (2000) Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135, pp. 1-19.
- Nesbitt H, W, and Young, G.M. (1984) Predictions of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, pp. 1523-1534.
- Lamb, M.P, and Parsons, J.D. (2005) High-Density suspensions formed under waves. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 3, pp. 386-397.
- Lamb, M.P., Hickson, T., Marr, J.G., Sheets, B., Paola, C. and Parker, G., (2004) Surging versus continuous turbidity currents: flow dynamics and deposits in an experimental intraslope basin. *Journal of Sedimentary Research*, 74(1), pp. 148-155.
- Leeder M. 1999. Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics. Cap. 9. 592 p.
- Lettis, W.R and Kelso, K.I. (2000) Applying Geochronology in Paleoseismology. *Quaternary Geochronology: Methods and applications*, p. 479-495.
- Liberatore, P. (1993) Determination of majors 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* 16.
- Lyell, C. (1895) Principles of Geology: the modern changes of the earth and its inhabitants. London, (1895). 255 p.



- Oropeza, C. (1991) Características geomorfológicas y neotectónicas de un segmento de la Falla de Bocono ubicado entre la ciudad de Mérida y la Laguna de Mucubaji, Estado Mérida: Guía de excursión. Escuela Latinoamericana de Geofísica, pp. 5-24.
- Pearce, T.J, Besly, B.M, Wray, D.S, and Wright, D.K. (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. pp,197-220.
- Pérez, O J, y Mendoza, J S. (1998) Sismicidad y tectónica en Venezuela y áreas vecinas. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar. Física de la Tierra 1988, 10, pp. 87-110.
- Reategui, K. (2001) Identificación e interpretación de quimiofacies de la Formación Mirador en la localidad de San Pedro del Río, Estado Táchira. Trabajo Especial de Grado, Escuela de Química, Facultad de Ciencias, U.C.V, 135 p.
- Reategui K, Martínez M, Esteves I, Gutiérrez J. V, Martínez A, Meléndez W, Urbani F. (2005). Geochemistry of the Mirador Formation (Late Eocene-Early Oligocene), southwestern Venezuela: chemostratigraphic constraints on provenance and the influence of the sea level. *Geochemical Journal*, 39, pp. 213 – 226.
- Reimann, C. y Filzmoser, P. (1999) Normal and lognormal data distribution in geochemistry: death of a myth: Consequences for the statistical treatment of geochemical and environmental data. *Environmental Geology*, 39 (9), 1001-1014.
- Rimmer, S.M. (2004). Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chemical Geology* (206), pp. 373-391.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela: American Association of petroleum Geologists Bulletin, 40, pp. 457-476.
- Schubert, C, Sifontes, R S. (1970) Boconó fault, Venezuela Andes: Evidence of Postglacial Movement. *Science*, 170, pp. 66-68.
- Schubert, C. (1977) Morfología Glacial y Periglacial de los Andes de Venezuela informe de progreso. V Congreso Geológico Venezolano, p.150-165.
- Schubert, C. (1981) Evolution post-glacial de un Valle Morrénico, Andes Merideños. *Acta Cient. Venezolana* 32, p. 151-158.



- Shubert, C. (1982) Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela. *Tectonophy*, 85, pp. 205-220.
- Schubert, C, y Vivas, L. (1983) El Cuaternario de la Cordillera de Mérida: Andes Venezolanos. Universidad de los Andes/Fundación Polar, 344 p.
- Schubert, C, Singer, A y Soulas, J.P. (1983) Excursión a la Falla de Bocono entre Santo Domingo y San Cristóbal. Simposio Geotectónica, Sismicidad y Riesgos Geológicos en Venezuela y El Caribe, XXXIII Convención AsoVAC, p. 1- 62.
- Shiki, T. 1996. Reading of the trigger records of sedimentary events-a problem for future studies. *Sedimentary Geology*, 104 (1-4), pp. 249-255.
- Shiki, T, Kumon, F, Inouchi, Y, Kontani, Y, Sakamoto, T, Tateishi, M, Matsubara, H, Matsubara, H, Fukuyama, K. (2000) Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, 135, p. 37-50.
- Shiki, T, y Yamazaqui, T., (1996) Tsunami-induced conglomerates in Miocene upper bathyal deposits, Chita Peninsula, central Japan. *Sedimentary Geology*, 104, pp. 155-188.
- Sims, J D. (1975) Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine. U.S. Geological Survey, Menlo Park, Calif. *Tectonophysics*, 29, p. 141-152.
- Sinclair, II.D and Tomasso, M. (2002) Depositional evolution of confidend turbidite basins. *Journal of Sedimentology Research*, 72, pp.451-456.
- Skoog, D, Holler, F, Nieman, T. (2000) Principios de análisis documental. 5ª ed. Madrid : Mc Graw Hill. 1027 p.
- Soulas, J.P. (1985) Neotectonica del flanco Occidental de los Andes de Venezuela, entre 70°30' y 71°00'W (Fallas de Bocono, Valera, Tuñame, Piñango y del Piedemonte).. VI Congreso Geológico Venezolano, p. 2691-2709.
- Talbot, M. R. (2005) Sedimentary Environments: Lake Processes and Deposits. Encyclopedia Geological. Vol. III. 561 p.
- Taylor, S.R and Mc Leman, S.N. (1985) The continental Crust: its composition an evolution. Blackwell, Oxford, Uk. Trans. R. Soc. P, 381-199.
- Triovillard, N, Algeo, J, Lyons, T and Ribouilleau, A. (2006) Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology* 232, pp. 12-32.



- Vera Torres, J. A. (1994) *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Madrid. Editorial Rueda, S.L. 806 p.
- Van Loon, A.J, Brodzikowski, K, and Zielinski, T. (1996) Shock-induced resuspension deposits from a pleistocene proglacial lake (Kleszczów Graben, Central Poland). *Journal of Sedimentary Research*, A65, (2), pp. 417-422.
- Vegas, J. (2007) Análisis digital de las imágenes de microscopía electrónica de ritmitas siliciclasticas. Interpretación limnogeologica de los registros lacustres de origen glaciario (No sistema Ibérico). *Rev. C & G*, 21, pp. 49-75
- Vera Torres, J A. (1994) *Estratigrafía: principios y métodos*. Madrid: Editorial Rueda, 350p.
- Völker, D, Reichel, T, Wiedicke, M, Heubeck, C. (2008) Turbidites deposited on Southern central Chilean seamounts: Evidence for energetic turbidity currents. *Marine Geology*, pp. 1-15.
- Wagner, B, Reicherter, K, Daut, G, Wessels, M, Matzinger, A, Schwalb, A, Spirkovski, Z, and Sanxhaku, M. (2008) The potential of Lake Ohrid for long-term paleoenvironmental reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, (2-3), pp. 341-356
- Weaver, P.P.E, Jarvis, I, Lebreiro, S.M, Alibés, B, Baraza, J, Howe, R, and Rothwell, R.G. (1998) Neogene turbidite sequence on the Madeira abyssal plain : basin filling and diagenesis in the deep ocean. *Proceeding of the ocean drilling program, scientific results*, 157, pp. 619-633.
- Weingarten, B, Yuretich, R, Bradley, R. and Salgado-Labouriau, M. (1991) Late quaternary climatic fluctuations of the Venezuelan Andes. Contribution No 65. Department of Geology and Geography, University of Massachusetts, p.3-43.
- Well, J T, Scholz, Christopher A, and Soreghan, M J. (1999) Processes of sedimentation on a Lacustrine border-fault margin: interpretation of cores from Lake Malawi, east Africa.
- Yarincik, K.M., Murray, R.W. y Peterson, L.C. (2000a) Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography*, 15, (2), pp. 210-228.



Yarincik, K.M., Murray, R.W., Lyons, T.W., Peterson, L.C. y Haug, G.H. (2000b)  
Oxygenation history of bottom waters in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past  
578,000 years: Results from redox-sensitive metals (Mo, V, Mn y Fe).  
*Paleoceanography*,15, (6), pp. 593-604.



## VIII.- APÉNDICE

### APÉNDICE A. Análisis instrumental y concentraciones elementales.

A.1.- Datos relativos a la determinación de la concentración de los elementos referentes a longitudes de onda utilizadas ( $\lambda$ ), límites de determinación y patrones geoestandard.

**Tabla 16.-** Longitudes de ondas empleadas para la detección de los elementos.

ELEMENTOS	LÍNEA ( $\lambda$ )
Al	308,215/361,0
Ba	455,297/614,065
Ca	422,673
Cr	267,609/284,325
Cu	324,647
Fe	323,345/336,014
K	769,896
Mg	280,162/285,106
Mn	259,266/257,503
Na	588,995
Si	251,611
Ti	337,172
Zn	213,856

**Tabla 17.-** Límites de determinación para los elementos medidos en función a los gramos de muestra y en solución.

Elementos	Límite de determinación (ppm)		Elementos	Límite de determinación (ppm)	
	En solución	En muestra (factor de dilución 100 ml)		En solución	En muestra (factor de dilución 100 ml)
Al	1,87	1496,20	Mo	6,67x10 <sup>-3</sup>	13,44
Ba	8,21x10 <sup>-3</sup>	6,57	Na	1,97	1580,59
Ca	1,62	1302,27	Ni	4,44x10 <sup>-2</sup>	143,52
Co	6,88x10 <sup>-2</sup>	54,47	Sc	1,17x10 <sup>-2</sup>	9,26
Cr	8,26x10 <sup>-3</sup>	6,61	Si	0,782	625,79
Cu	1,89x10 <sup>-2</sup>	25,05	Sr	1,24x10 <sup>-2</sup>	9,98
Fe	0,678	543,14	Ti	0,231	185,12
K	0,567	454,28	Zn	4,20x10 <sup>-2</sup>	33,61
Mg	0,356	285,55	Zr	8,64x10 <sup>-3</sup>	782,24
Mn	7,24x10 <sup>-2</sup>	57,97			



**Tabla 18.-** Patrones geoestandard certificados empleados para constatar las determinaciones.

<b>Abreviatura</b>	<b>Patrones Geoestandard</b>	<b>Centro de certificación</b>
<b>MA-N</b>	Granite MA-N	Centre de recherches petrographiques et geochemiques, France
<b>IF-G</b>	Echantillon de Formation Ferrifère	Iron Formation Sample. GIT-IWG, Geostandars, France

A.2.- Tablas de concentración para los elementos determinados expresados en óxidos y los traza en ppm, para cada una de las facies turbidíticas en estudio.

**Tabla 19.-** Tabla de concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios expresados como óxidos, y elementos traza expresados en ppm; para las muestras correspondientes a la sismoturbidita T1.

MUESTRAS	Espesor	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +/-3%	SiO <sub>2</sub> +/-2,9%	CaO +/-2,9%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +/-3,9%	K <sub>2</sub> O +/-25,9%	MgO +/-11,5%	MnO +/-4,8%	Na <sub>2</sub> O +/-5,8%	TiO <sub>2</sub> +/-21,4%	Ba ppm +/-8,0%	Cu ppm +/-1,82	Sr ppm +/-11%	Zn ppm +/-3,6%	Zr ppm +/-15%	Cr ppm +/-10%
LZ_02_46	2	16,50	50,72	0,88	7,82	4	4,73	0,17	1,85	1,40	617	34,83	103	238,39	283	76
LZ_02_47	4	15,75	58,71	1,15	7,50	5	4,61	0,17	2,41	1,25	647	32,07	114	132,00	279	77
LZ_02_48	6	12,96	57,99	1,21	5,56	4	3,02	0,13	2,50	0,90	538	24,03	106	92,95	431	77
LZ_02_49	8	13,79	52,98	0,96	5,63	4	1,38	0,12	2,34	0,93	524	28,45	92	105,19	333	77
LZ_02_50	10	15,19	52,32	0,76	6,76	4	1,62	0,14	2,12	1,06	530	34,09	114	118,45	342	77
LZ_02_51	12	13,03	44,72	0,59	7,01	4	4,11	0,13	2,03	0,88	476	34,15	103	71,04	455	127
LZ_02_52	14	15,06	41,45	0,47	6,74	5	3,64	0,13	1,71	0,75	450	43,24	102	68,02	297	79
LZ_02_53	16	13,96	47,44	0,64	5,93	5	3,35	0,12	2,27	0,74	443	38,25	78	88,69	379	50
LZ_02_54	18	13,70	50,39	0,77	5,43	4	3,20	0,13	2,39	0,70	466	23,99	84	56,08	261	71
LZ_02_55	20	13,97	42,24	0,74	6,25	5	3,47	0,13	2,14	0,75	463	30,53	138	104,39	548	64
LZ_02_56	22	15,16	42,28	0,65	6,92	5	4,12	0,14	1,98	0,86	516	36,77	91	89,81	350	72
LZ_02_57	24	13,23	44,37	0,67	6,13	4	3,42	0,13	1,93	0,78	473	45,09	92	159,76	320	65
LZ_02_58	26	13,65	50,91	0,85	6,20	4	3,30	0,12	2,28	0,74	482	34,53	92	99,53	502	376
LZ_02_59	28	15,01	54,12	0,84	6,12	4	3,39	0,14	2,22	0,84	532	24,91	110	13,65	353	71
LZ_02_60	30	14,39	47,43	0,76	6,87	4	3,91	0,13	2,01	0,89	509	31,77	114	90,67	319	102
LZ_02_61	32	15,84	56,25	0,75	8,03	5	3,07	0,16	2,12	1,02	581	36,19	113	46,27	379	94
LZ_02_62	34	14,83	46,83	0,69	7,60	4	4,10	0,14	1,74	0,96	551	39,98	94	83,22	300	99
LZ_02_63	36	14,76	47,71	0,71	7,22	4	3,97	0,16	1,44	0,99	534	33,65	94	87,45	344	104
LZ_02_64	38	14,01	45,33	0,69	7,33	3	4,09	0,14	1,57	0,97	518	34,96	51	76,69	257	126
LZ_02_65	40	13,11	49,63	0,71	7,44	3	4,14	0,15	1,51	0,91	523	35,02	56	59,56	111	113
LZ_02_66	42	12,76	45,75	0,72	6,15	4	4,25	0,14	1,52	0,77	463	29,91	121	38,90	368	76
LZ_02_67	44	13,92	47,06	0,78	6,31	4	2,63	0,14	1,69	0,87	487	28,15	111	53,35	345	76
LZ_02_68	46	14,77	51,70	0,80	6,54	4	4,44	0,14	1,96	0,86	503	32,75	92	59,56	353	75
LZ_02_69	48	12,95	43,85	0,75	5,44	4	3,41	0,13	2,15	0,73	438	23,58	81	27,55	184	63

Continuación, tabla 19.

MUESTRAS	Espesor	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +/-3%	SiO <sub>2</sub> +/-2,9%	CaO +/-2,9%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +/-3,9%	K <sub>2</sub> O +/-25,9%	MgO +/-11,5%	MnO +/-4,9%	Na <sub>2</sub> O +/-5,8%	TiO <sub>2</sub> +/-21,4%	Ba ppm +/- 8,0%	Cu ppm +/-1,82	Sr ppm +/-11%	Zn ppm +/-3,8%	Zr ppm +/- 15%	Cr ppm +/- 10%
LZ_02_70	50	16,15	48,15	0,76	6,61	5	4,37	0,15	1,88	0,84	518	31,20	92	44,81	458	85
LZ_02_71	52	18,32	49,76	0,75	6,07	5	4,12	0,15	1,91	0,82	478	29,38	64	59,56	251	68
LZ_02_72	54	17,69	41,37	0,64	6,52	4	4,39	0,14	1,57	0,85	466	34,57	117	62,40	479	75
LZ_02_73	56	18,00	41,76	0,55	6,34	5	4,33	0,14	1,26	0,87	475	32,83	116	49,97	434	77
LZ_02_74	58	19,91	47,15	0,64	6,89	5	4,98	0,16	1,69	0,91	531	40,35	82	56,52	279	97
LZ_02_75	60	18,12	44,17	0,60	7,24	4	4,46	0,14	1,35	0,92	492	32,84	121	60,00	379	76
LZ_02_76	62	17,56	47,95	0,60	7,57	4	4,90	0,15	1,68	0,96	551	37,29	81	50,27	250	78
LZ_02_77	64	18,38	50,20	0,62	7,93	4	5,14	0,16	1,76	1,00	577	39,06	92	52,65	507	81
LZ_02_78	66	16,35	46,06	0,62	6,97	3	4,75	0,14	1,60	0,86	532	31,54	83	43,13	277	70
LZ_02_79	68	18,59	51,91	0,67	7,66	4	5,41	0,15	1,91	1,02	582	35,83	115	53,95	480	76
LZ_02_80	70	17,48	48,23	0,64	7,72	5	5,18	0,14	2,00	0,95	538	36,60	91	59,56	263	84
LZ_02_81	72	15,16	47,44	0,69	6,92	4	4,12	0,14	1,76	0,90	518	34,15	92	59,56	320	77
LZ_02_82	74	14,47	43,44	0,54	6,90	4	4,49	0,13	1,34	0,86	504	32,49	92	67,18	189	65
LZ_02_83	76	17,40	54,91	0,71	8,71	4	6,15	0,16	1,71	1,08	643	37,08	152	53,61	606	108
LZ_02_84	78	16,54	49,20	0,62	7,86	4	5,73	0,16	1,58	0,99	555	34,59	80	59,12	269	101
LZ_02_85	80	14,66	42,28	0,53	7,41	4	5,02	0,15	1,32	0,89	501	32,00	84	49,06	273	77
LZ_02_86	82	15,53	44,95	0,52	7,27	4	2,06	0,15	1,26	0,92	527	34,11	83	62,49	259	93
LZ_02_87	84	16,96	44,41	0,51	7,90	4	2,06	0,15	1,37	0,99	543	34,18	83	51,60	263	95
LZ_02_88	86	18,35	45,78	0,58	7,29	7	4,61	0,14	1,74	1,38	501	37,97	76	50,86	217	13
LZ_02_89	88	17,29	50,48	0,62	7,71	6	4,88	0,15	1,74	1,49	539	38,67	82	55,99	286	15

Tabla 20.- Tabla de concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios expresados como óxidos, y elementos traza expresados en ppm; para las muestras correspondientes a la sismoturbidita T2.

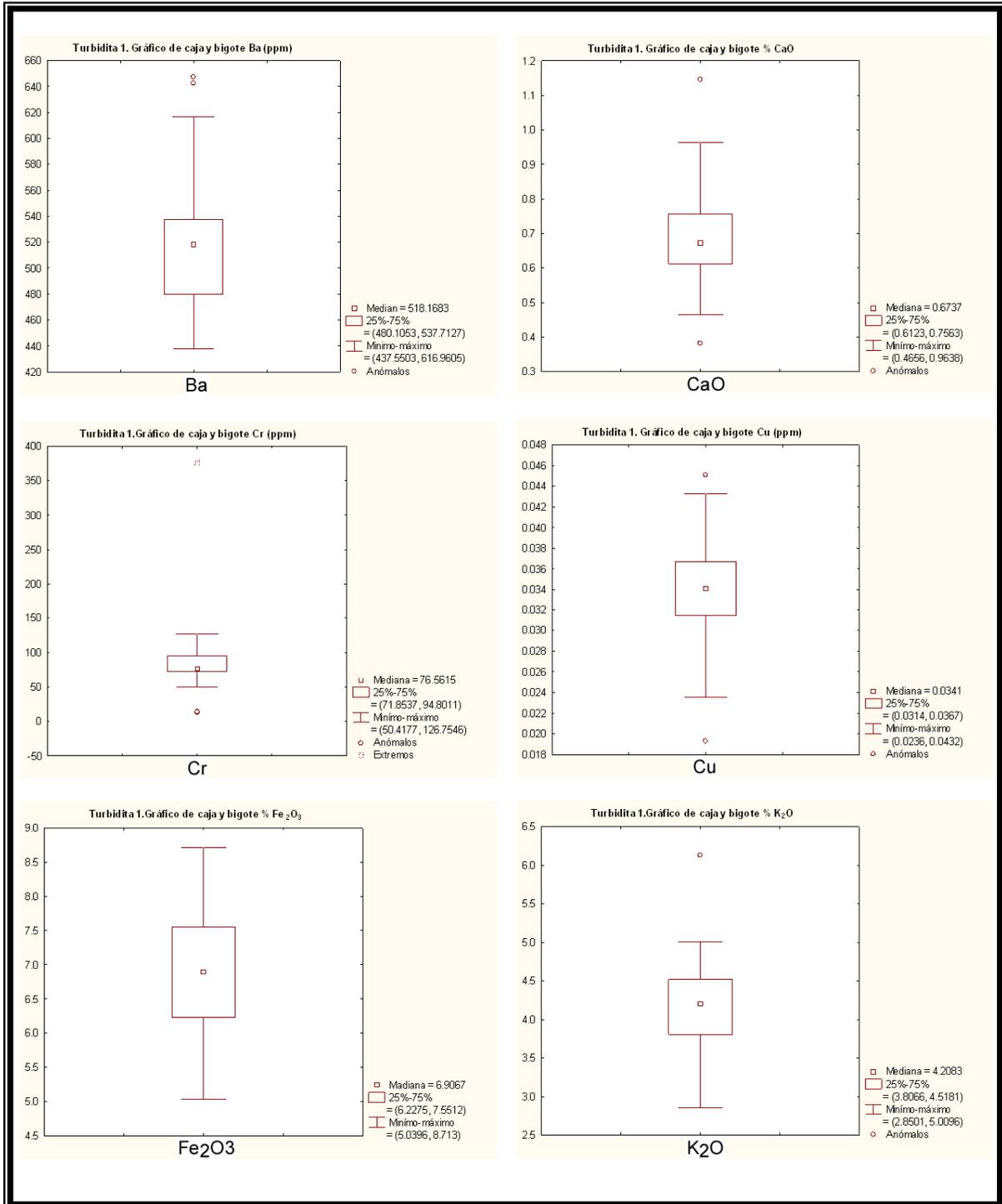
MUESTRAS	Espesor	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +/-3%	SiO <sub>2</sub> +/-2,9%	CaO +/-2,9%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +/-3,9%	K <sub>2</sub> O +/-25,9%	MgO +/-11,5%	MnO +/-4,8%	Na <sub>2</sub> O +/-5,8%	TiO <sub>2</sub> +/-21,4%	Ba ppm +/- 8,0%	Cu ppm +/-1,82	Sr ppm +/-1,1%	Zn ppm +/-3,6%	Zr ppm +/- 15%
LZ_02_17	2	14,16	60,31	1,02	5,16	4	2,07	2,57	1,54	0,14	429	20,25	96	114	309
LZ_02_18	4	12,29	55,44	1,16	4,75	3	2,17	2,73	1,30	0,15	439	23,88	92	117	431
LZ_02_19	6	13,31	53,24	1,03	4,40	4	2,06	3,28	1,48	0,16	508	49,03	100	140	309
LZ_02_20	8	12,90	48,95	1,07	4,33	3	1,86	3,16	1,26	0,14	535	28,93	80	140	322
LZ_02_21	10	18,19	56,91	1,12	6,17	4	2,78	2,35	1,97	0,15	499	32,55	121	166	504
LZ_02_22	12	17,27	54,54	1,15	7,14	3	2,81	2,15	1,58	0,14	538	34,90	103	215	308
LZ_02_23	14	17,95	57,82	1,03	6,56	3	2,78	2,05	1,80	0,17	598	42,66	106	173	473
LZ_02_24	16	18,87	59,90	1,11	7,73	3	3,05	2,02	2,01	0,18	593	41,76	90	224	289
LZ_02_25	18	19,36	66,24	1,19	8,95	3	3,63	2,02	2,49	0,19	522	37,58	99	148	325
LZ_02_26	20	15,11	45,69	0,88	6,66	6	3,59	2,29	1,04	0,12	554	38,89	116	166	389
LZ_02_27	22	14,65	45,84	0,89	7,28	5	3,79	1,96	1,10	0,13	588	41,98	129	142	521
LZ_02_28	24	15,51	50,39	0,99	6,97	5	4,08	2,31	1,23	0,14	543	37,05	111	108	461
LZ_02_29	26	15,68	51,59	1,01	7,30	4	3,95	1,85	1,26	0,15	547	35,96	83	118	340
LZ_02_30	28	15,36	52,67	1,04	6,68	4	3,70	2,26	1,16	0,13	550	40,49	79	277	270
LZ_02_31	30	14,78	50,22	0,95	6,76	5	3,66	2,49	1,13	0,13	549	36,07	84	118	341
LZ_02_32	32	14,28	51,22	1,05	7,04	4	3,87	2,18	1,16	0,14	553	40,65	79	278	271
LZ_02_33	34	14,81	47,49	0,73	7,64	4	4,64	1,47	0,94	0,19	476	26,94	87	96	276
LZ_02_34	36	13,66	60,15	0,87	9,86	5	5,55	2,30	1,31	0,19	435	35,68	83	171	323
LZ_02_35	38	18,17	68,00	1,03	9,54	5	5,65	2,33	1,33	0,20	466	25,60	103	106	325
LZ_02_36	40	19,60	43,94	0,75	7,19	4	5,15	1,52	0,75	0,15	475	20,90	105	14	339
LZ_02_37	42	12,49	44,46	0,75	6,82	4	3,42	1,64	0,86	0,14	489	26,59	97	95	322
LZ_02_38	44	14,05	49,68	0,77	5,99	5	4,59	1,94	0,82	0,15	503	26,62	96	44	353
LZ_02_39	46	14,33	45,96	0,76	5,28	4	4,25	2,29	0,80	0,13	495	28,83	95	89	347
LZ_02_40	48	13,77	48,40	0,77	6,79	5	4,43	1,92	0,79	0,15	462	26,72	87	87	341
LZ_02_41	50	15,20	48,31	0,76	6,66	4	3,96	1,83	0,85	0,15	729	40,10	129	115	500
LZ_02_42	52	16,95	41,24	0,74	6,36	4	4,32	1,64	0,86	0,15	788	43,28	146	132	534
LZ_02_43	54	17,44	42,15	0,62	6,48	5	4,50	1,32	0,87	0,14	416	53,18	89	40	355
LZ_02_44	56	17,92	45,75	0,63	7,16	5	4,83	1,71	0,91	0,14	523	34,29	101	122	363
LZ_02_45	58	18,08	44,59	0,62	7,60	5	4,60	1,27	0,91	0,14	549	57,55	110	51	350

Tabla 21.- Tabla de concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios expresados como óxidos, y elementos traza expresados en ppm; para las muestras correspondientes a la turbidita T3.

MUESTRAS	Esesor	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +3%	SiO <sub>2</sub> +2,8%	CaO +2,9%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +3,8%	K <sub>2</sub> O +25,8%	MgO +11,5%	MnO +4,8%	Na <sub>2</sub> O +5,8%	TiO <sub>2</sub> +21,4%	Ba ppm +/- 8,0%	Cu ppm +/-1,82	Sr ppm +/-11%	Zn ppm +/-3,6%	Zi ppm +/- 15%
LZ_02_01	2	14,50	49,77	0,97	5,98	5	2,7	0,16	2,93	1,3	517	39,19	42	144,69	128
LZ_02_02	4	14,16	50,50	0,94	5,96	5	2,8	0,15	3,15	1,3	513	37,31	48	186,06	150
LZ_02_03	6	14,26	51,73	1,02	6,27	5	2,7	0,14	2,87	1,3	516	33,40	124	124,56	222
LZ_02_04	8	15,09	49,49	0,90	6,37	6	2,8	0,16	2,68	1,4	541	33,06	109	141,38	272
LZ_02_05	10	15,02	51,16	1,03	6,56	5	2,9	0,17	2,39	1,4	555	48,25	111	223,85	469
LZ_02_06	12	14,83	49,00	0,90	6,69	5	2,8	0,18	2,48	1,5	534	47,69	96	172,12	290
LZ_02_07	14	25,69	47,16	0,85	5,90	4	2,5	0,15	2,23	1,3	468	31,63	210	168,75	446
LZ_02_08	16	14,82	46,18	0,88	6,24	4	2,7	0,18	2,15	1,5	508	36,11	91	157,91	289
LZ_02_09	18	16,31	48,73	0,86	7,82	5	3,6	0,18	1,98	1,9	594	43,92	101	196,41	280
LZ_02_10	20	17,32	49,21	0,87	7,74	5	3,5	0,17	1,98	1,9	617	47,75	120	190,19	232
LZ_02_11	22	17,04	45,82	0,77	8,16	5	3,2	0,16	1,74	1,8	593	46,16	95	196,68	298
LZ_02_12	24	17,18	45,07	0,81	8,12	6	3,2	0,16	1,83	1,8	565	47,15	100	210,10	337
LZ_02_13	26	17,59	46,44	0,86	8,13	6	3,4	0,16	2,22	1,9	584	47,48	99	169,89	286
LZ_02_14	28	17,56	48,48	0,80	7,69	5	3,5	0,17	2,01	1,8	615	48,78	118	151,34	263
LZ_02_15	30	16,94	45,55	0,77	7,80	5	3,2	0,15	2,14	1,8	595	43,23	131	153,62	473
LZ_02_16	32	16,78	51,46	0,83	8,08	5	3,3	0,15	2,07	2,2	524	39,65	116	136,38	217

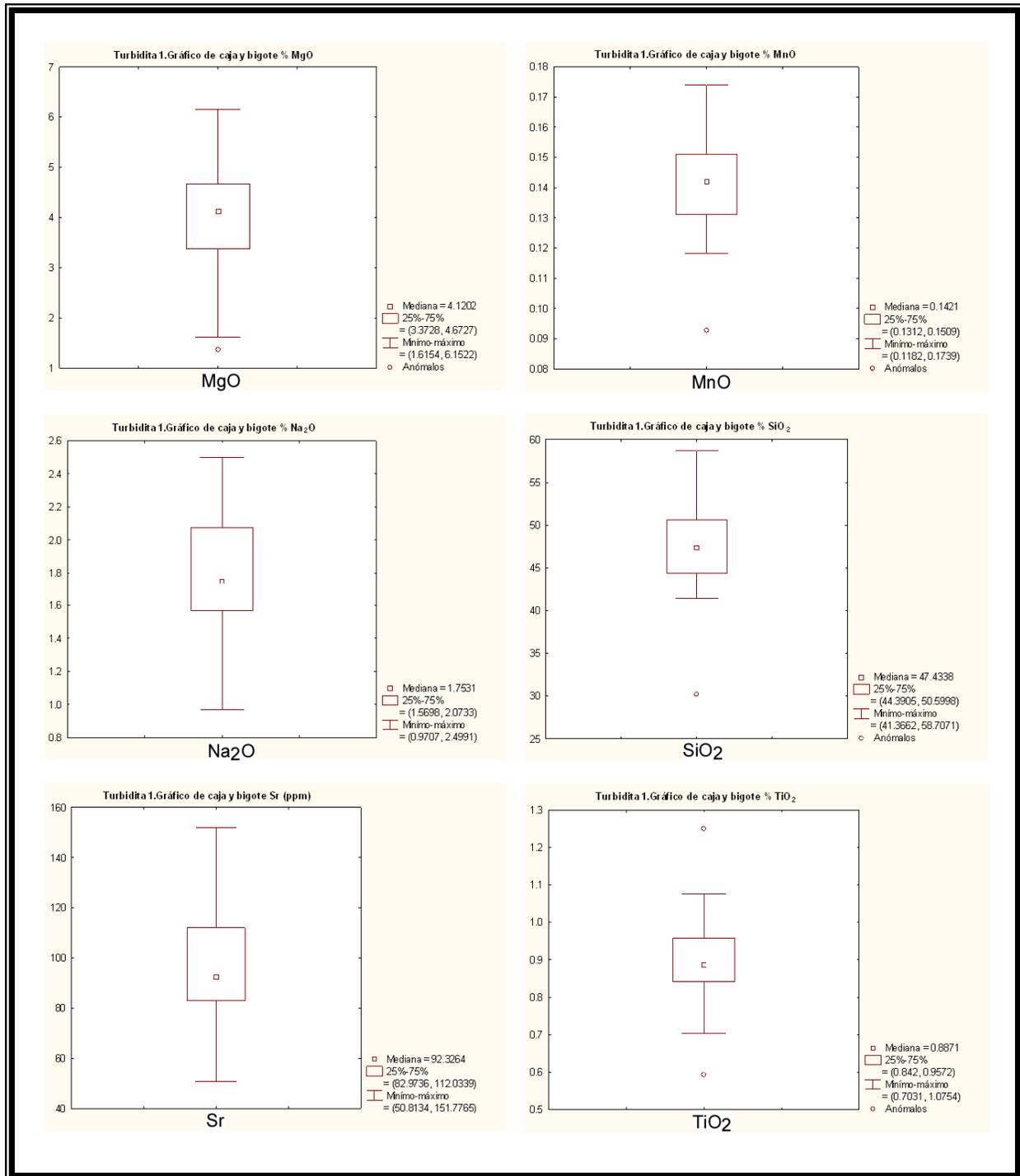
## APÉNDICE B. Análisis estadístico de los datos.

**Figura 45.-** Gráficos de caja y bigote para los atributos químicos determinados correspondientes a la turbidita T1.





Continuación figura 45.





Continuación figura 45.

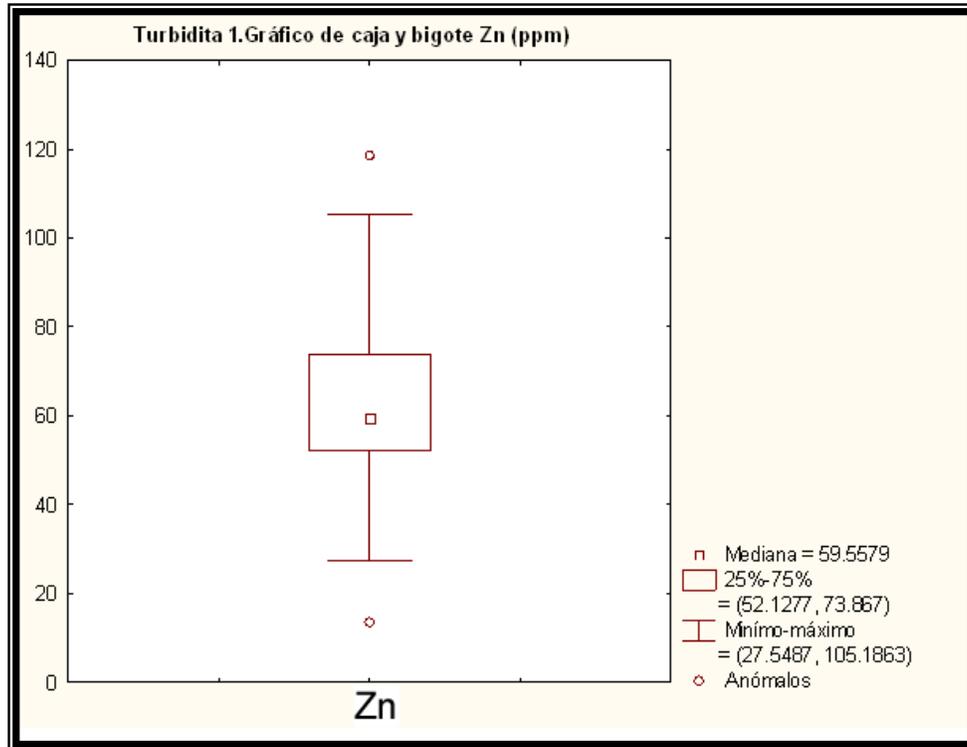
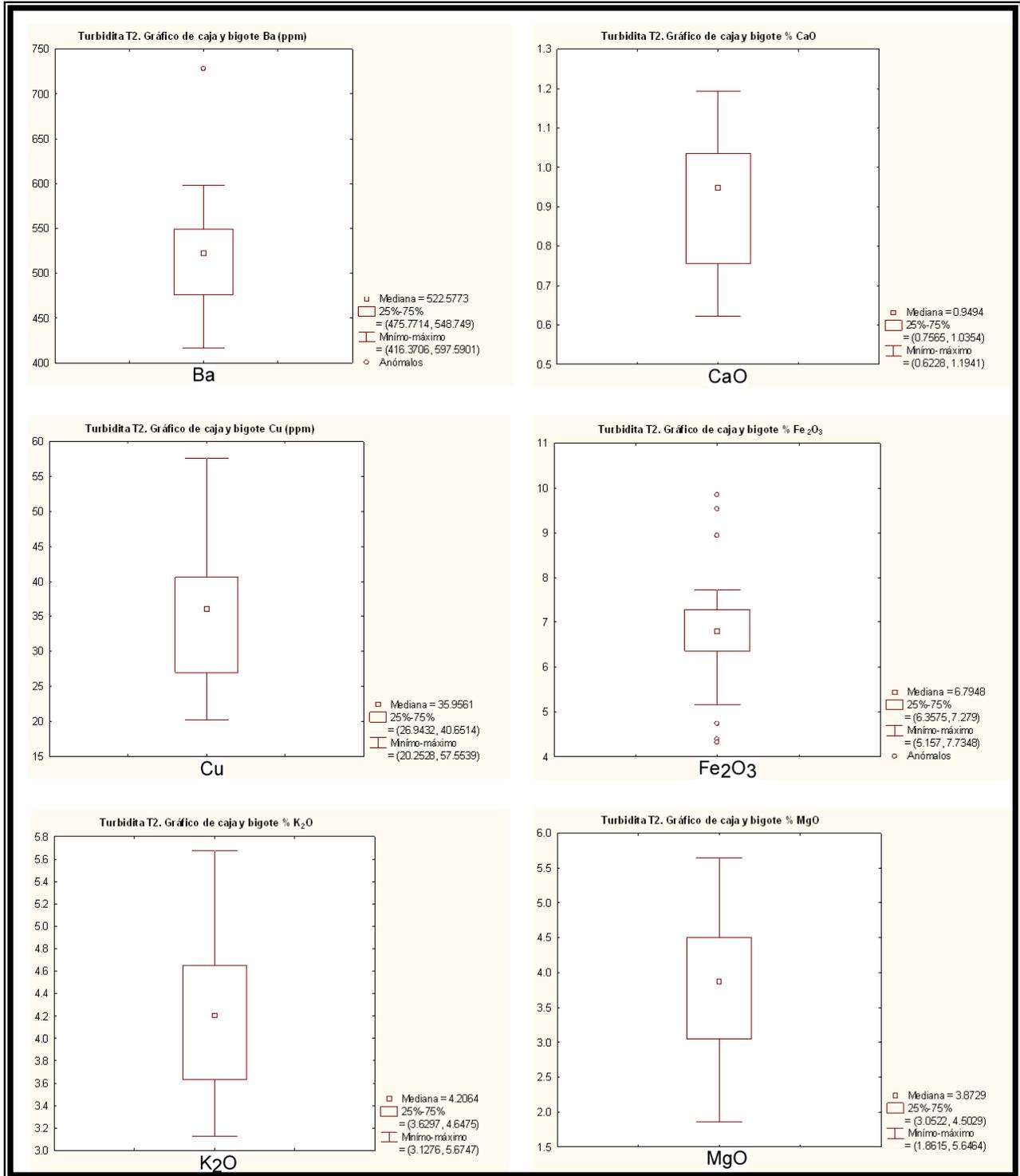


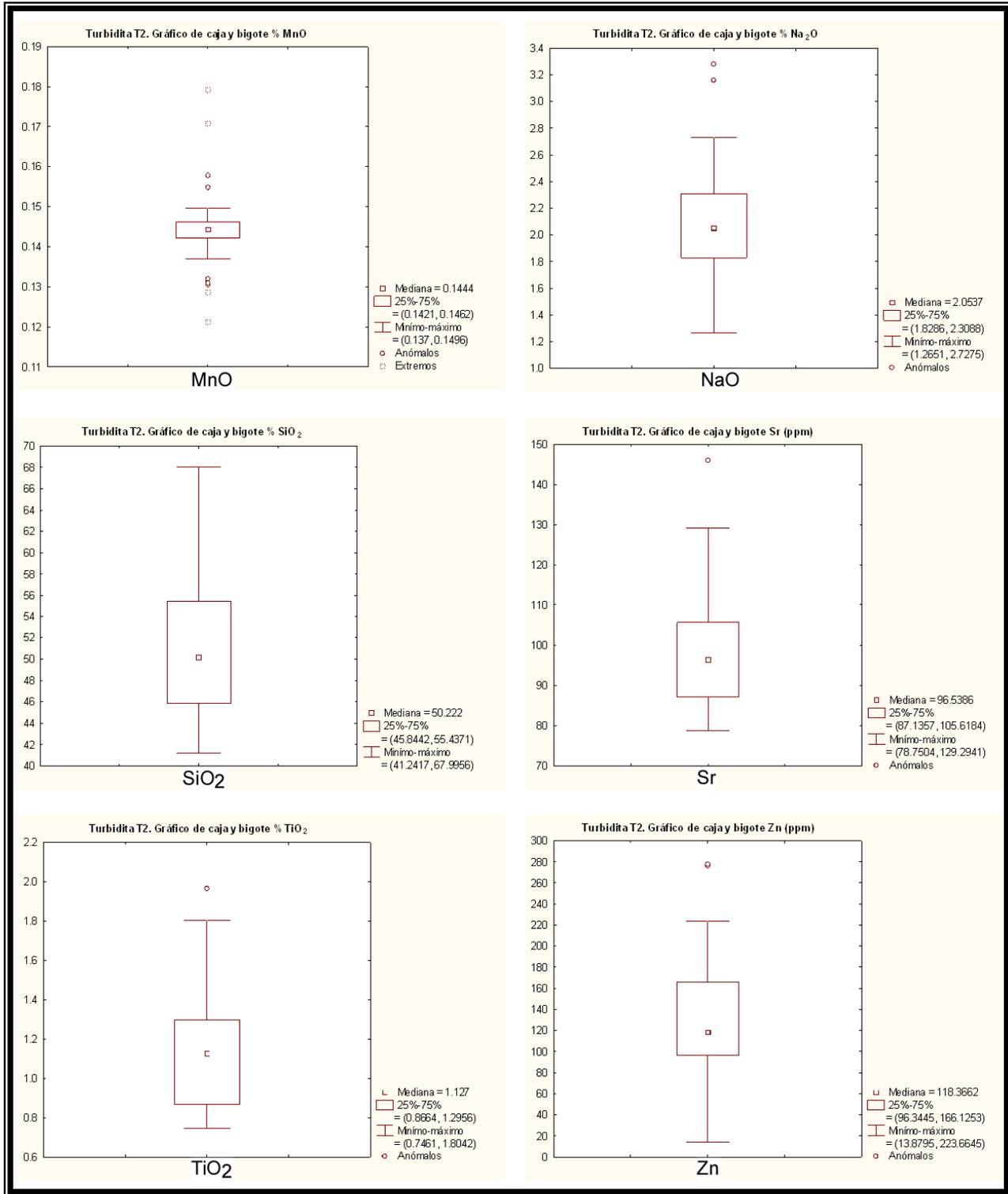


Figura 46.- Gráficos de caja y bigote para los atributos químicos determinados correspondientes a la turbidita T2.



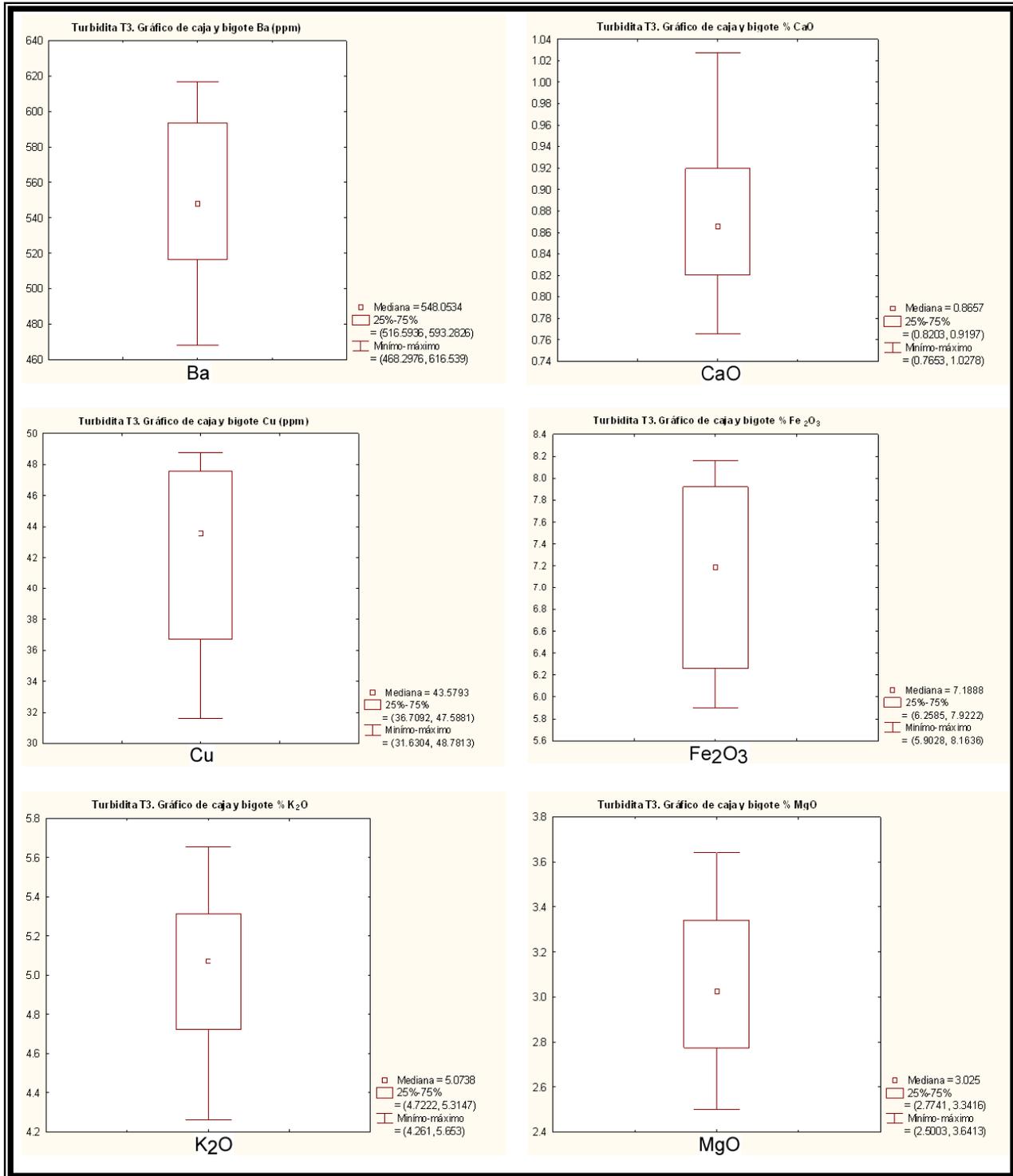


Continuación figura 46.





**Figura 47.-** Gráficos de caja y bigote para los atributos químicos determinados correspondientes a la turbidita T3.





**Tabla 22.-** Aplicación de prueba de normalidad Kolmogorov-Smirnov y Shapiro – Wilk’s, para un intervalo de confianza de 95% para la turbidita T2.

Elementos	Datos Crudos			
	Kolmogorov-Esmirnov		Shapiro-Wilk’s	
	Teórico	Práctico	Teórico	Práctico
Al	0,246	0,12969	0,926	0,94254
Ba	0,246	0,10502	0,926	0,96472
Ca	0,246	0,17495	0,926	0,92702
Cu	0,246	0,10897	0,926	0,97124
Fe	0,246	0,14397	0,926	0,93825
K	0,246	0,10984	0,926	0,96506
Mg	0,246	0,11358	0,926	0,96649
Mn	0,246	0,25396	0,926	0,86472
Na	0,246	0,15857	0,926	0,87829
Si	0,246	0,11078	0,926	0,94383
Sr	0,246	0,12199	0,926	0,92561
Ti	0,246	0,15857	0,926	0,87829
Zn	0,246	0,12402	0,926	0,94835
Zr	0,246	0,24336	0,926	0,85742

K-E		S-W	
N= 29; 95% de confianza		N= 29; 95% de confianza	
Dt= 0,246	Dt>d	Wt=0,926	Wp>Wt

**Tabla 23.-** Aplicación de prueba de normalidad Kolmogorov-Smirnov y Shapiro – Wilk, para un intervalo de confianza de 95% para la turbidita T3.

Elementos	Kolmogorov-Smirnov		Shapiro-Wilk’s		Segunda Prueba	
	Teórico	Práctico	Teórico	Práctico	K-F	S-W
Al	0,327	0,29287	0,887	0,69213	0,2005	0,88059
Ba	0,327	0,14069	0,887	0,94467		
Ca	0,327	0,14501	0,887	0,94601		
Cu	0,327	0,19318	0,887	0,8788		
Fe	0,327	0,24538	0,887	0,83534		
K	0,327	0,09023	0,887	0,95564		
Mg	0,327	0,19341	0,887	0,93597		
Mn	0,327	0,18239	0,887	0,92909		
Na	0,327	0,17497	0,887	0,94662		
Si	0,327	0,13599	0,887	0,93801		
Sr	0,327	0,20808	0,887	0,8495	0,23074	0,83738
Ti	0,327	0,21205	0,887	0,89723		
Zn	0,327	0,10699	0,887	0,97498		
Zr	0,327	0,22021	0,887	0,91201		



Continuación tabla 23.

K-S		S-W	
N= 16; 95% de confianza		N= 16; 95% de confianza	
Dt= 0,327	d>Dt	Wt=0,887	Wp>Wt

## APÉNDICE C. Facies turbidíticas.

### C.1.- Diagrama de dispersión interelementales para las facies turbidíticas

Figura 48.- Diagramas de dispersión interelementales para la turbidita T1.

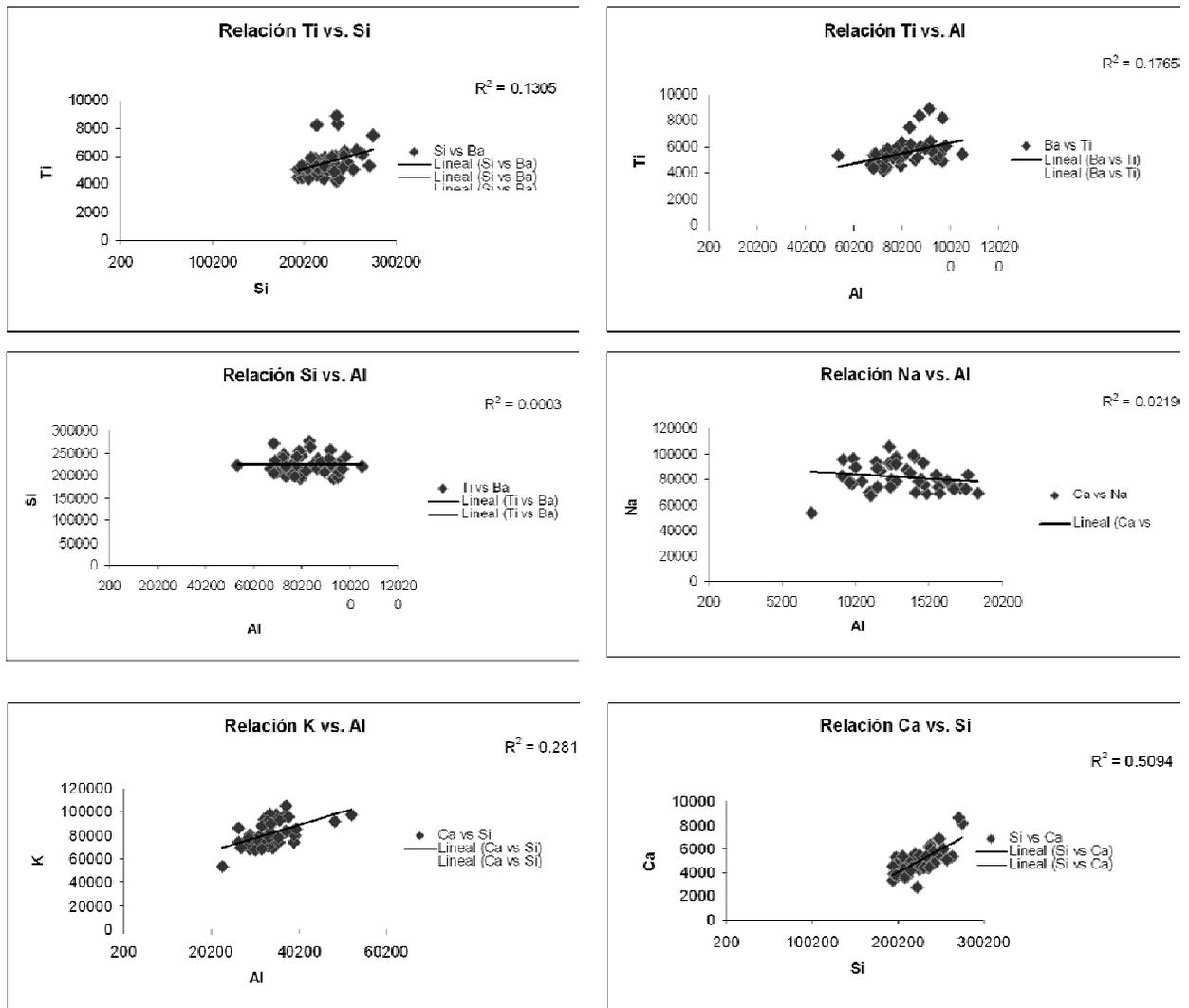




Figura 49.- Diagramas de dispersión interelementales para la turbidita T2.

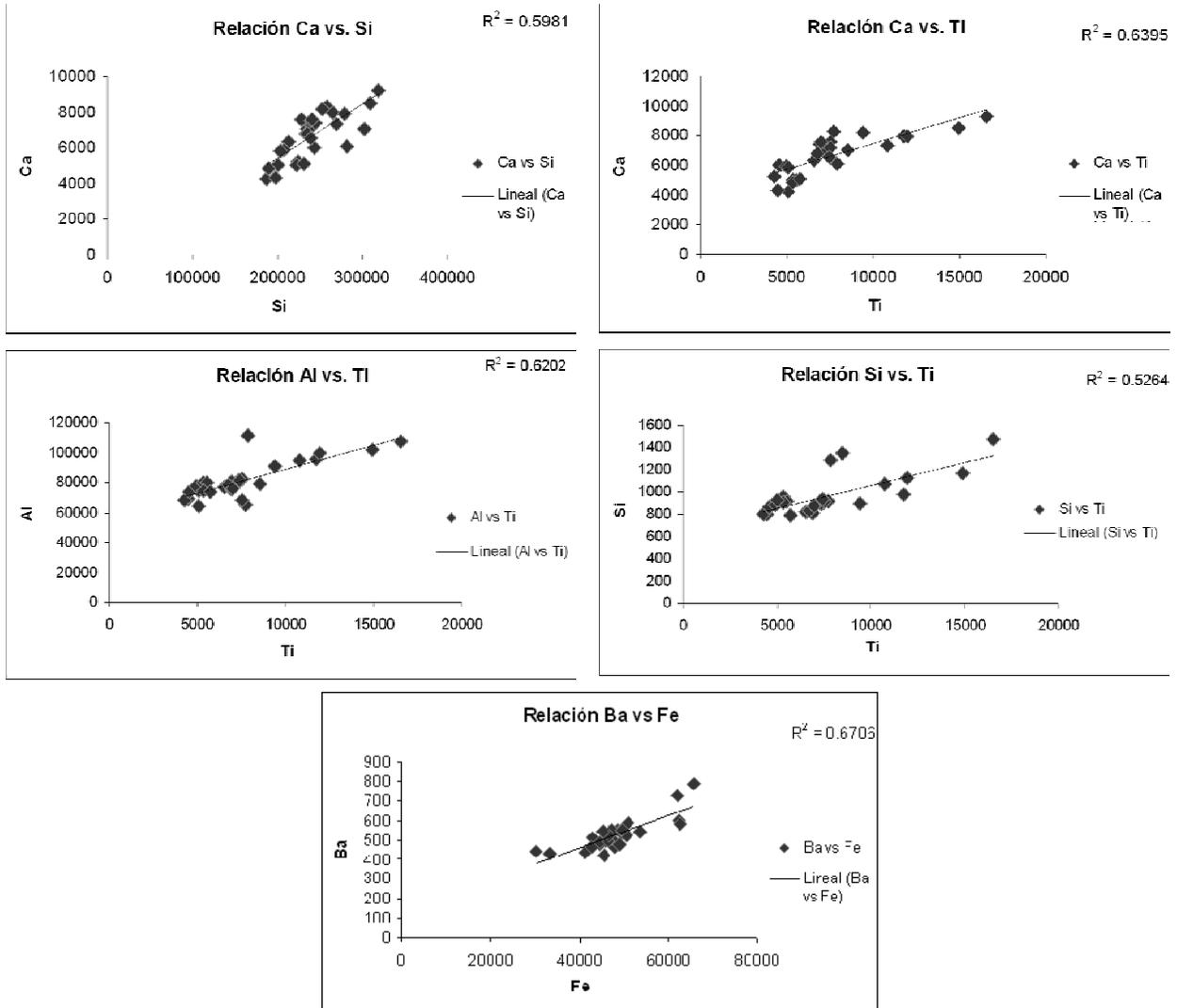
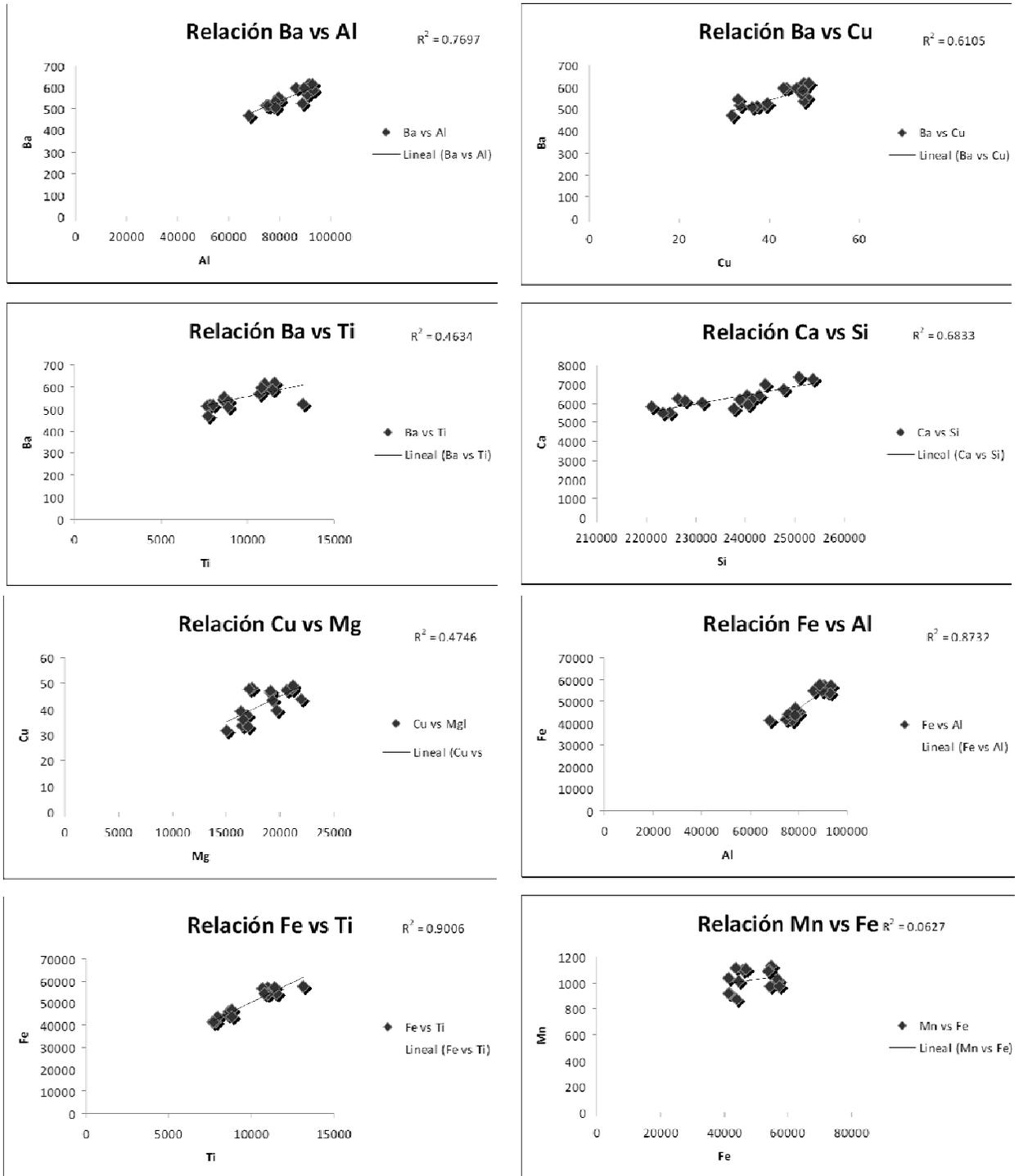


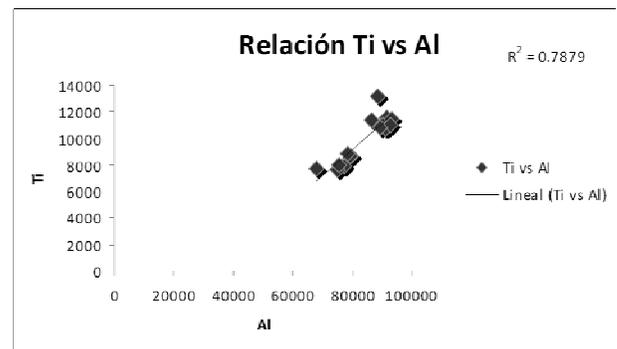
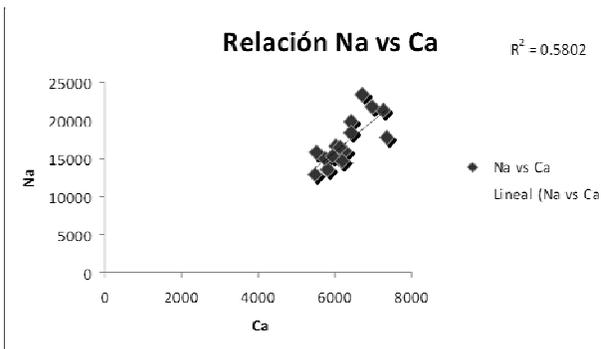
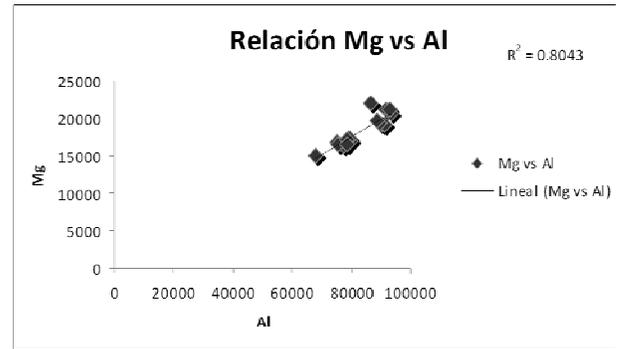
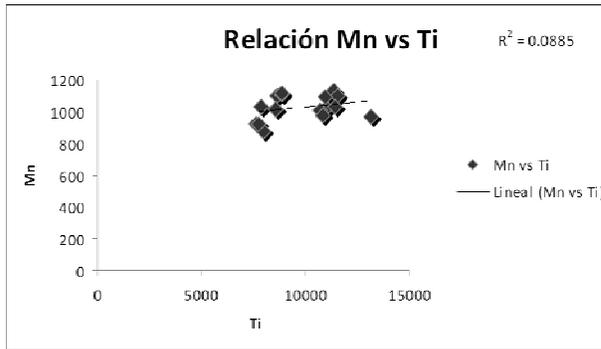


Figura 50.- Diagramas de dispersión interelementales para la turbidita T3.





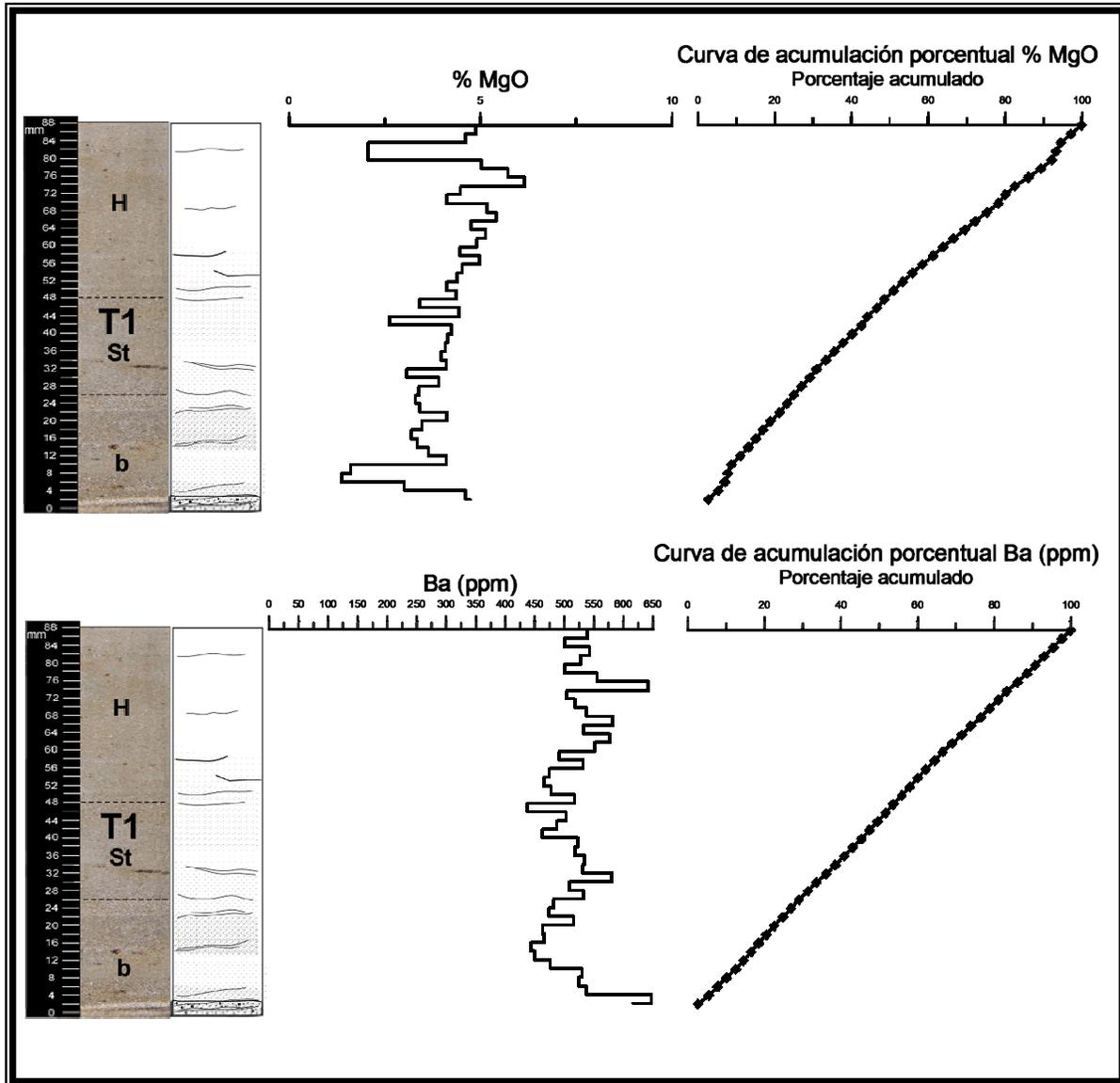
Continuación figura 50.



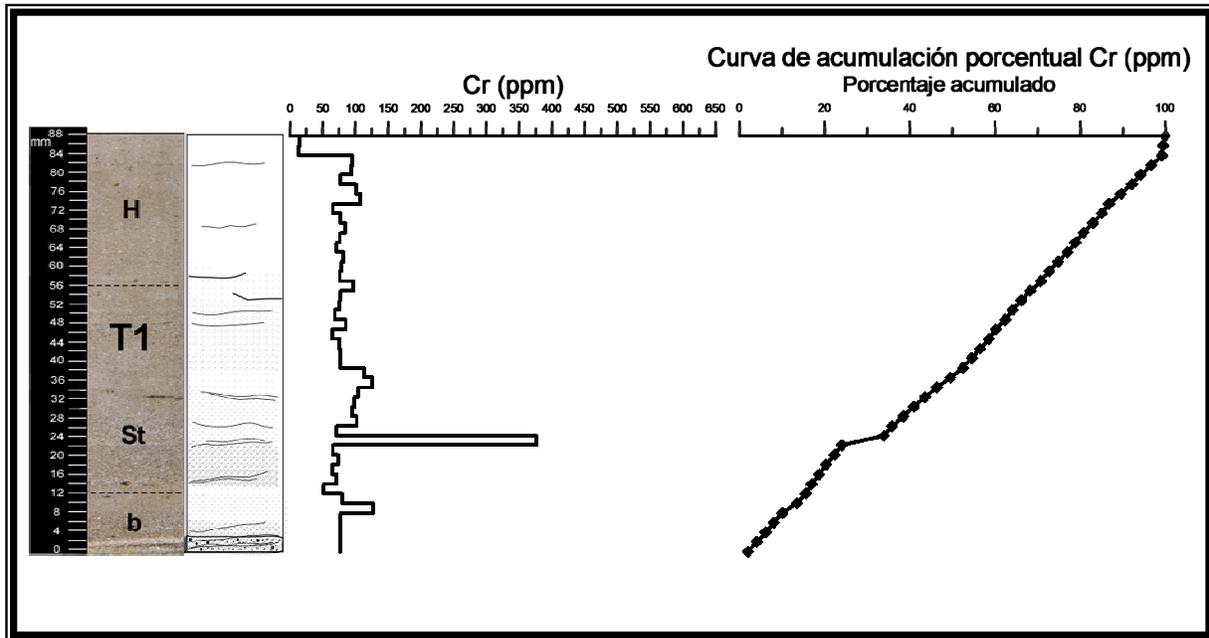
## C.2. Perfiles geoquímicos y curvas de acumulación porcentual.

### Turbidita T1

**Figura 51.-** Perfiles geoquímicos y curvas de acumulación porcentual para la facies de sedimentos clásticos limo-arcillosos T1-1, para el óxido de magnesio y el elemento bario.

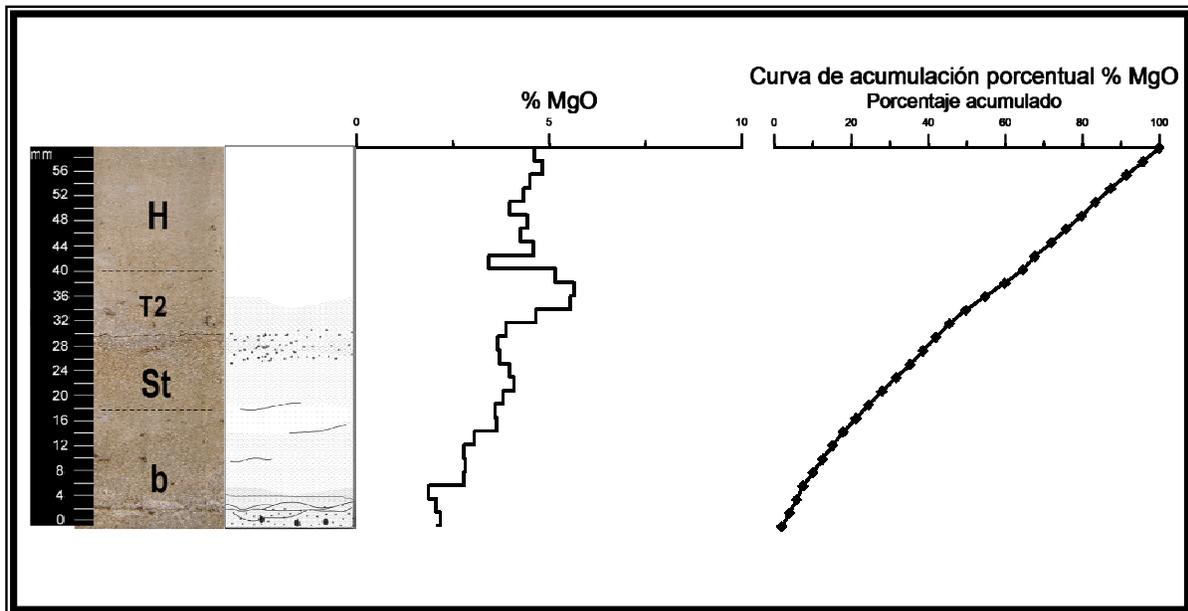


**Figura 52.-** Perfiles geoquímicos y curvas de acumulación porcentual facies de sedimentos clásicos medios T1-2, para el elemento cromo.



### Turbidita T2

**Figura 53.-** Perfiles geoquímicos y curvas de acumulación porcentual para la facies de sedimentos clásticos finos T1-1, para el óxido de magnesio y los elementos bario y estroncio.



Continuación figura 53.

