

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUÍMICA
DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA



ESTUDIO MINERALÓGICO DE LA FRACCIÓN LODO DE LOS SEDIMENTOS DE LA
CUENCA DEL RÍO TUY, VENEZUELA.

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la ilustre
Universidad Central de
Venezuela por la **Br. Rossina
Alejandra Lara Hernández** como
requisito para aprobar la
asignatura Proyecto Geoquímico
II y optar al Título de Licenciada
en Geoquímica

Caracas, mayo 2014

ACTA

Aprobado en nombre de la Universidad Central de Venezuela por los miembros del Jurado Examinador.

Prof. Carlos Barrios

Tutor

Prof. Williams Meléndez

Tutor

Prof. Salvador Lo Mónaco

Jurado

Prof. Santiago Marrero

Jurado

DEDICATORIA

Con todo mi cariño y amor para las personas que hicieron todo en la vida para que yo pudiera lograr mis sueños, por motivarme y darme la mano cuando sentía que el camino se terminaba, a ustedes por siempre mi corazón y mi agradecimiento.

Papá y Mamá.

AGRADECIMIENTOS

A Dios por iluminarme el camino, llenarme de alegría y bendiciones en mi vida.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela y al Instituto de Ciencias de la Tierra, por ser mi casa de estudio, por brindarme los conocimientos y experiencias necesarias para mi desarrollo personal y profesional.

Mis padres Miguel y Coromoto, sin ustedes no hubiese logrado este sueño. Gracias por todo el inmenso apoyo que me brindaron a lo largo de etapa, por estar siempre para mí cuando necesité una mano amiga, por escucharme y aconsejarme. Son mi mayor tesoro.

A mis hermanos Rossana y Miguel, piezas fundamentales en mi vida. Gracias por darme todo su cariño, respeto y comprensión. Este logro también es suyo.

A mis tutores, los profesores Carlos Barrios y Williams Meléndez, por brindarme todo el conocimiento necesario para materializar este proyecto. Por la exigencia, motivación y nunca darme la espalda cuando los necesite.

Al profesor Armando Ramírez, quien fue sin duda alguna una de las mejores personas que he conocido. Sinónimo de humildad, sencillez, genialidad y calidez humana. Gracias profe, donde quiera que este.

A mis amigas y hermanas del alma, Patricia Torrealba, María Rodríguez y Noelí González, gracias por todo su apoyo y su cariño. Me enseñaron que con respeto, tolerancia y constancia todo es posible. Muchas fueron las experiencias que compartimos y de seguro seguiremos compartiendo.

A mis queridos amigos los licenciados Ninoska Sarmiento, Jesús Guerra, Raúl López, Joesse Marcano. Mariana Caccamo y Yelismar Chacón, con quienes tuve la dicha de

compartir la mayoría de mi carrera. Por brindarme todo su cariño y apoyo cuando más lo necesite. Por todos esos ratos divertidos, uno de ellos nuestro increíble viaje a Cancún. Gracias chicos, nunca los olvidaré y espero poder contar con su amistad de por vida. Los quiero.

A mis compañeros de aventuras Nayher Aranguren, Adriana Villalobos y Jaime Cesar quienes sin duda marcaron mi vida y me acompañaron en la mayoría de este camino.

A los profesores Santiago Marrero, Patricia Lugo y Salvador Lo Mónaco, quienes me enseñaron que con una sonrisa y una bonita amistad también es posible impartir el conocimiento.

A todos aquellos que de alguna u otra manera me apoyaron en la realización de este sueño. Gracias a ustedes.

RESUMEN

En el presente trabajo fue llevado a cabo la determinación mineralógica y morfológica de la fracción lodo de los sedimentos de fondo de la cuenca del río Tuy. Para conocer la composición mineral de las fracciones de limo y arcilla fue utilizada la técnica de Difracción de Rayos X, mientras que las características morfológicas y los análisis químicos puntuales fueron realizados mediante la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido.

La separación de las arcillas de los limos, fue realizada por medio del método de gravedad, en el cual las partículas tamaño arcilla son separadas de los componentes de mayor tamaño de acuerdo a sus velocidades de sedimentación.

Los resultados mineralógicos arrojaron una gran similitud mineralógica de los sedimentos analizados. La fracción limo está constituida principalmente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$), Montmorillonita ($(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$) y Calcita (CaCO_3). En la fracción arcilla también fueron detectadas las mismas fases minerales, exceptuando la calcita y la goethita.

La presencia y distribución de los minerales encontrados son atribuidas a aportes litológicos de las formaciones que drenan la cuenca del río Tuy, tanto las pertenecientes a la Serranía del Litoral, como aquellas que componen la Serranía del Interior. Con esta composición mineral queda en evidencia una mayor madurez química de los sedimentos estudiados, ya que prevalecen minerales neoformados y resistatos frente a minerales primarios.

Las características morfológicas observadas en la fracción arcilla, demuestran la existencia de agregados laminares, con bordes muy irregulares, lo que no permitió en la mayoría de los casos, el reconocimiento exacto de algún tipo de mineral de arcilla. Sin

embargo, en la muestra recolectada en Boca de Paparo fue posible reconocer la morfología pseudo hexagonal de la caolinita.

Por otro lado, los análisis químicos puntuales realizados a la fracción de arcilla, demuestran una gran homogeneidad entre estas, no solo morfológica sino elemental, ya que están compuestos por los siguientes elementos mayoritarios, Si, O, Al, Fe y Mg, mientras que el K, Ca y Na figuran como elementos minoritarios en su composición. Estos elementos son atribuidos a factores litológicos inherentes de la zona de estudio, y corroboran la presencia de las fases minerales identificadas mediante la técnica de Difracción de Rayos X.

La presencia de Ni en la fracción arcilla puede ser atribuido, a aportes antrópicos en las localidades de Hacienda Buen Paso, río Guayas y Boca de Paparo, mientras que el río Guare está relacionado con aportes litológicos de las roas ultramáficas que prevalecen en la zona, pertenecientes al Complejo Ofiolítico de Lomas, así como las Metavolcánicas de Tiara.

Palabras claves: *minerales de arcilla; oxihidróxidos; río Tuy, mineralogía; fracción lodo.*

INDICE GENERAL

	Pág.
1 INTRODUCCION.....	1
2 MARCO TEÓRICO.....	4
2.1 SEDIMENTOS FLUVIALES.....	4
2.2 SEDIMENTOS Y SU CLASIFICACIÓN.....	5
2.3 GRANULOMETRÍA DE LOS SEDIMENTOS.....	5
2.4 MINERALES DE ARCILLA.....	8
2.5 FORMACIÓN DE LOS MINERALES DE ARCILLA.....	9
2.6 CLASIFICACION DE LOS MINERALES DE ARCILLA.....	10
2.6.1 Minerales de arcilla laminares.....	11
2.6.2 Minerales de arcilla de dos capas.....	12
2.6.2.1 Subgrupo de la caolinita.....	13
2.6.2.2 Subgrupo de la serpentina.....	16
2.6.3 Minerales de arcilla de tres capas.....	16
2.6.3.1 Grupo de la pirofilita.....	16
2.6.3.2 Grupo de la esmectita.....	16
2.6.3.3 Grupo de la vermiculita.....	18
2.6.3.4 Grupo de las micas.....	18
2.6.3.5 Grupo de las micas frágiles.....	20
2.6.3.6 Grupo de las cloritas.....	20
2.6.4 Minerales de arcilla interestratificados.....	21

2.6.5	Minerales de arcilla fibrosos.....	22
2.7	OXIHIDRÓXIDOS DE HIERRO, ALUMINIO Y MANGANESO.....	23
2.8	MINERALES RESISTATOS.....	25
2.9	PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS MINERALES DE ARCILLA.....	26
2.9.1	Superficie específica y área superficial.....	26
2.9.2	Capacidad de intercambio iónico.....	28
2.9.3	Hidratación e hinchamiento.....	29
2.9.4	Plasticidad.....	30
2.9.5	Tixotropía.....	30
2.10	TÉCNICAS INSTRUMENTALES UTILIZADAS PARA LOS ANÁLISIS MINERALÓGICOS Y MORFOLÓGICOS.....	30
2.10.1	Difracción de Rayos X (DRX).....	30
2.10.2	Microscopía Electrónica de Barrido (MEB).....	31
2.10.1	Análisis morfológico de las muestras.....	32
3	ANTECEDENTES.....	32
3.1	Antecedentes internacionales.....	32
3.2	Antecedentes nacionales.....	36
4	ZONA DE ESTUDIO.....	40
4.1	Ubicación del área de estudio.....	40
4.2	Características generales de la cuenca.....	40
4.3	Geología.....	43
5	METODOLOGÍA EXPERIMENTAL.....	47
5.1	FASE 1: Recolección de las muestras.....	47

5.2	FASE 2: Tratamiento físico de las muestras.....	50
5.3	FASE 3: Análisis mineralógico y morfológico de las muestras.....	50
5.3.1	Disgregación y dispersión.....	50
5.3.2	Separación de las arcillas.....	51
5.3.2.1	Método de gravedad.....	51
5.3.3	Preparación de las muestras para el análisis mineralógico.....	53
5.3.3.1	Identificación de los minerales.....	54
6	PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	56
6.1	Mineralogía de la fracción limo (0,0625 – 0,0312 mm) y arcilla (<0,0039 mm).....	56
6.3	Morfología y análisis químico puntual de la fracción arcilla.....	107
7	CONCLUSIONES.....	127
8	RECOMENDACIONES.....	128
9	BIBLIOGRAFÍA.....	129

INDICE DE FIGURAS

		Pág.
Figura 1.	Esquema de la capa tetraédrica. Tomado de Navarro, 2002.....	11
Figura 2.	Esquema de la capa octaédrica. Tomado de Navarro, 2002.....	11
Figura 3.	Esquema de un cristal de arcilla coloidal, con su estructura laminar cargas negativas y cationes absorbidos. Tomado de Navarro 2002.....	12
Figura 4.	Unidad básica (esquemática) de la caolinita. Tomado de Poppe <i>et al.</i> , 2001.....	13
Figura 5.	Imágenes de la caolinita al MEB (Microscopía Electrónica de Barrido) (a) y (b) al MET (Microscopía Electrónica de Transmisión). Las flechas en la figura (a) muestran la característica disposición en libros de las partículas laminares de la caolinita. Tomado de Carretero <i>et al.</i> , 2007.....	14
Figura 6.	Imágenes de halloysita al MEB (a) y MET (b). En (c) se muestra el aspecto esferoidal de algunas halloysitas (MET). Tomado de Carretero <i>et al.</i> , 2007.....	15
Figura 7.	Estructura básica (esquemática) de la esmectita. Tomado de Poppe <i>et al.</i> , 2001.....	17
Figura 8.	Estructura básica (esquemática) de la vermiculita. Tomado de Navarro, 2002.....	18
Figura 9.	Estructura básica (esquemática) de la illita. Tomado de Poppe <i>et al.</i> , 2001.....	19
Figura 10.	Imágenes de Illita al MEB (a) y al MET (b). Tomado de Carretero <i>et al.</i> , 2007.....	20
Figura 11.	Estructura básica esquemática de la clorita. Tomado de Poppe <i>et al.</i> , 2001.....	21
Figura 12.	(a) Estructura esquemática de la flogopita. (b) Estructura básica de la vermiculita y (c) estructura del mineral interestratificado flogopita/vermiculita.....	22
Figura 13.	Estructura básica esquemática de la paligorskita. Tomado de Poppe <i>et al.</i> , 2001.....	23
Figura 14.	Estructura laminar de los minerales arcillas óxidos. Tomado de Navarro, 2002.....	24
Figura 15.	Superficies reactivas en los filosilicatos y no filosilicatos (óxidos e hidróxidos) (T: capa tetraédricas y O: capa octaédrica). Tomado de Carretero <i>et al.</i> , 2007.....	28
Figura 16.	Naturaleza de los cambios de volumen por arcillas expansivas y no expansivas. Tomado de Riesgos Geológicos, 1998.....	29

Figura 17.	Ubicación relativa de la zona de estudio.....	42
Figura 18.	Mapa geológico de la cuenca del Río Tuy.....	46
Figura 19.	Ubicación de los puntos de muestreo.....	48
Figura 20.	Esquema de la metodología experimental para la Difracción de Rayos X.....	52
Figura 21.	Difractograma de la muestra Hda. Buen Paso, fracción limo.....	55
Figura 22.	Difractograma de la muestra Hda. Buen Paso, fracción arcilla, preparación cruda.....	60
Figura 23.	Difractograma de la muestra Hda. Buen Paso fracción arcilla, preparación orientada.....	61
Figura 24.	Difractograma de la muestra Hda. Buen Paso fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.....	64
Figura 25.	Difractograma de la muestra Guayas, fracción limo.....	66
Figura 26.	Difractograma de la muestra Guayas fracción arcilla, preparación cruda.....	68
Figura 27.	Difractograma de la muestra Guayas, fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.....	70
Figura 28.	Difractograma de la muestra Qda. Guayas, fracción limo.....	72
Figura 29.	Difractograma de la muestra río Guare, fracción limo.....	74
Figura 30.	Difractograma de la muestra río Guare fracción arcilla, preparación cruda.....	78
Figura 31.	Difractograma de la muestra río Guare, fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.....	80
Figura 32.	Difractograma de la muestra río Guaire, fracción limo.....	81
Figura 33.	Difractograma de la muestra río Araguaita, fracción limo.....	83
Figura 34.	Difractograma de la muestra río Taguaza, fracción limo.....	87
Figura 35.	Difractograma de la muestra río Taguaza fracción arcilla, preparación cruda.....	89
Figura 36.	Difractograma de la muestra río Taguaza fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.....	90
Figura 37.	Difractograma de la muestra río Caucagua, fracción limo.....	91
Figura 38.	Difractograma de la muestra Boca de Paparo, fracción limo.....	96
Figura 39.	Difractograma de la muestra Boca de Paparo fracción arcilla, preparación cruda.....	98
Figura 40.	Difractograma de la muestra Boca de Paparo fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.....	100
Figura 41.	Agregados laminares observados en la muestra Guayas.....	101
Figura 42.	Morfología del material arcilloso de la muestra Guayas.....	102
Figura 43.	Micrografía y análisis químico puntual de la muestra Guayas. a) Ubicación de los puntos seleccionados para el análisis químico	

	puntual, b) análisis químico del punto 1, escala de cuentas 11640. c) análisis químico del punto 2, escala de cuentas 12252.....	103
Figura 44.	Micrografía 1 de la muestra río Guare.....	104
Figura 45.	Micrografía 2 de la muestra río Guare.....	105
Figura 46.	a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT6 en la micrografía 1, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 12905.....	106
Figura 47.	a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT6 en la micrografía 2, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 13287.....	107
Figura 48.	Micrografía 1 de la muestra río Taguaza.....	108
Figura 49.	Micrografía 2 de la muestra río Taguaza.....	108
Figura 50.	a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT6 en la micrografía 1, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 7007.....	109
Figura 51.	a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT6 en la micrografía 2, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 7158.....	110
Figura 51.	Micrografía 1 de la muestra Boca de Paparo.....	111
Figura 52.	Micrografía 2 de la muestra Boca de Paparo.....	111
Figura 53.	a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT31 en la micrografía 1, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 8613.....	112
Figura 54.	a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT31 en la micrografía 2, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 5782.....	113

INDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Distribución del tamaño de grano de los sedimentos por varias escalas. Tomada de Folk, 1978.....	6
Tabla 2. Puntos de muestreo en la cuenca del Río Tuy y su distancia con respecto al Pico Codazzi. Tomado de Henríquez, 2011.....	54
Tabla 3. Afluentes importantes de la Cuenca del Río Tuy. Tomado de Henríquez 2011.....	54

1 INTRODUCCIÓN

Los ríos son sistemas hidrológicos naturales de gran importancia, ya que permiten el desarrollo de diversos ecosistemas, debido a las condiciones fisicoquímicas y biológicas que allí imperan. Los ríos representan una gran fuente de agua dulce la cual puede utilizarse en diversas actividades, tales como: consumo humano, uso doméstico, agropecuario, recreacional, industrial y transporte. Estas actividades cuando son realizadas de formas adecuadas y controladas, no interfieren significativamente con el equilibrio natural del sistema (Elosegi y Sabater, 2009).

Sin embargo, los seres humanos ejercen una influencia significativa en la calidad de las aguas naturales, ya que muchas de las actividades que desempeñan producen altas cantidades de desechos, los cuales son descargados sistemáticamente a los ríos. Este conjunto de actividades introducen al sistema fluvial especies químicas, como nutrientes y contaminantes, que afectan el equilibrio geoquímico natural de elementos químicos en los ríos, lo que ocasiona impactos sustanciales en sus condiciones naturales. Uno de los factores que influye en dicha alteración, es el incremento de la concentración de metales pesados en estos sistemas (Elosegi y Sabater, 2009).

Algunos de los principales mecanismos de transporte de estos metales en aguas superficiales, ocurre mediante su adsorción, sobre minerales de arcillas y oxihidróxidos de Fe y Mn. Desde el punto de vista mineralógico, el término arcilla engloba a un grupo de minerales secundarios microcristalinos que consisten en silicatos de aluminio hidratados que tienen estructuras en forma de hoja o lámina (Manahan, 2006). Por su parte, los oxihidróxidos de Fe y Mn, también son considerados minerales secundarios productos principalmente de las reacciones de hidrólisis y oxidación que ocurren en la superficie terrestre. Los minerales de arcillas y los oxihidróxidos, pueden adsorber metales pesados mediante reacciones de intercambio catiónico, gracias a la carga

negativa permanente presente en sus estructuras (Carretero *et al.*, 2007). De esta manera los metales pesados pueden ser extraídos del medio, aunque temporalmente, variando así sus concentraciones iniciales en los sedimentos, disminuyendo el potencial hidrológico de dicho río (Navarro, 2002). En tal sentido, el estudio de la morfología, disposición y composición de estos minerales, es de gran importancia, ya que pueden aportar valiosa información que contribuya con el análisis del ambiente de depositación así como de los procesos geoquímicos ocurridos en el sistema (López *et al.*, 2007).

Los estudios de calidad de las cuencas hidrográficas han adquirido gran interés en las últimas décadas, dado el incremento de población en sus riberas y el creciente grado de industrialización. Venezuela no escapa de esta problemática mundial, puesto que el deterioro de la calidad de las aguas naturales por efectos de la contaminación presenta manifestaciones inquietantes. Tal como es el caso de la cuenca del río Tuy, la cual es una de las cuencas hidrográficas más importantes del norte del país. Este cuerpo de agua reviste una especial atención por constituirse como la cuenca hidrográfica con mayor superficie dentro del estado Miranda y por ende es una de las fuentes más importantes de abastecimiento de agua para la región capital; la cual posee la mayor densidad poblacional, un importante desarrollo industrial y una buena cantidad de tierras para las actividades agrícolas (Zambrano, 1970).

En la década de los ochenta se realizaron diversos estudios en sólidos suspendidos y sedimentos de fondo en la cuenca del río Tuy (Yánes, 1980; Guillén, 1982 y Lugo, 1982), enfocados a determinar su grado de contaminación. Dichos autores encontraron una gran alteración en la composición fisicoquímica y biológica de los sólidos disueltos, sólidos suspendidos y sedimentos de fondo en ese sistema fluvial.

En años recientes Henríquez (2011) y Navarro (2011), evaluaron las concentraciones de metales pesados en sólidos suspendidos y sedimentos de fondo. Estos autores encontraron concentraciones de metales pesados superiores a las esperadas en sistemas no alterados. Con estas investigaciones quedó en evidencia la gran influencia

antrópica que está afectando al Río Tuy, ya que zonas que no estaban contaminadas en los años ochenta, muestran actualmente altos niveles de contaminación. Además, los autores plantean la asociación de muchos de los metales estudiados con la presencia de la fase orgánica, oxihidróxidos y minerales de arcilla en los sedimentos. Sin embargo, Nasser (2012) concluyó que la presencia de estos metales pesados pareciera no estar relacionada con la materia orgánica. Es por esto, que dichos elementos pueden estar asociados a oxi-hidróxidos cristalinos o a los minerales de arcilla.

De acuerdo a lo antes mencionado y tomando en cuenta las elevadas concentraciones de metales pesados encontrados en la Cuenca del Río Tuy, resulta importante conocer que tipos de minerales neoformados pudieran estar promoviendo dicha acumulación en la zona de estudio.

En consecuencia, el presente trabajo tiene como objetivo general:

- ✓ Estudiar la mineralogía de la fracción lodo (<63 micras) de los sedimentos de la Cuenca del Río Tuy, Venezuela.

Los objetivos específicos a alcanzar son:

- ✓ Determinar la mineralogía de la fracción lodo, a través de la técnica de Difracción de Rayos X.
- ✓ Estudiar la morfología y realizar un análisis químico puntual, de los minerales que componen la fracción lodo, mediante la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido.

2 MARCO TEÓRICO

Para dar cumplimiento a estos objetivos se presentan a continuación algunos aspectos teóricos relacionados con la investigación, los cuales le dan soporte al trabajo y sirven de referencia para la interpretación de los resultados.

2.1 SISTEMAS FLUVIALES

Un sistema fluvial es, por definición, el sistema de canales fluviales conectados en un sistema de drenaje (Perry y Taylor, 2007). Estos sistemas constituyen uno de los medios sedimentarios continentales de mayor importancia por su amplia distribución geográfica en el presente y a través del tiempo geológico, su función consiste en la recolección y transporte de sedimentos desde los nacientes, hacia cuencas lacustres y marítimas de mayor tamaño. El material que transportan los ríos depende en gran medida de la fuente de rocas y sedimentos por donde el río mantiene su cauce. En las áreas cercanas a su origen, la corriente está en capacidad de transportar, principalmente por la alta pendiente y durante época de lluvia, gravas y bloques de gran tamaño. A medida que la pendiente disminuye, el porcentaje de gravas también lo hace y aumenta el de las arenas y limos (Nichols, 2009).

A menudo estos sistemas se clasifican de acuerdo al clima, según zonas áridas, semiáridas, templadas (frías y mediterráneas) y tropicales. Los ríos también pueden ser clasificados por sus regímenes de flujo, como perennes (fluyen durante todo el año), intermitentes (fluyen solamente una parte del año) y efímeros (flujos ocasionales) (Perry y Taylor, 2007). Son millones de toneladas de sedimentos los transportados anualmente a los océanos, los cuales dependen del clima, topografía, cobertura vegetal, tipo y uso del suelo, susceptibilidad de las rocas subyacentes u otros materiales no consolidados (Nichols, 2009).

2.2 SEDIMENTOS Y CLASIFICACIÓN

Los sedimentos son partículas provenientes de la meteorización y erosión de rocas, también se producen por la precipitación química de soluciones acuosas o por secreciones de organismos y que son transportadas por el agua, el viento o los glaciares. Los sedimentos se clasifican en dos tipos, clásticos y no clásticos. La meteorización y erosión de las rocas preexistentes origina los fragmentos, granos y partículas que constituyen los sedimentos clásticos, los cuales son transportados y continuamente modificados hasta los lugares del depósito final (Nichols, 2009). Por su parte, los sedimentos no clásticos son formados principalmente por la acumulación de restos orgánicos, precipitados químicos o por la evaporación de aguas *in situ* (Perry y Taylor, 2007).

El estudio de los sedimentos reviste especial importancia ya que permite obtener información acerca del origen de los mismos, distancia recorrida en su transporte, las condiciones en las cuales fueron depositados, los agentes que los transportaron, la fuente de su procedencia; en fin, son portadores de datos que expresan la dinámica y mecánica de los procesos ocurridos hasta el momento en que se encuentran formando un depósito sedimentario (Rodríguez *et al.*, 2005).

2.3 GRANULOMETRÍA DE LOS SEDIMENTOS

Los depósitos sedimentarios poseen propiedades fundamentales que están directamente relacionadas con características de las partículas individuales (Pettijohn *et al.*, 1975). Los autores Krumbein y Pettijohn (1938), establecen que una de estas características fundamentales es el tamaño de los granos, ya que la misma revela directa o indirectamente muchos de los procesos por los cuales ha pasado el sedimento.

El tamaño de grano es una función que depende de la suma de la energía impartida al sedimento, la cual viene dada por la velocidad de la corriente o la turbulencia del medio de transporte (Folk, 1978). Además, esta característica de los sedimentos tiene un gran significado porque es una medida de la eficiencia y competencia de los agentes de transporte y del grado de meteorización del material del cual derivan (Pettijohn, 1972).

Para realizar las medidas de los tamaños de los granos, primeramente es necesario escoger la escala, que según Pettijohn (1972) consiste de una serie de intervalos de clase, con una relación constante entre ellos. La escala más usada es la determinada por Udden-Wentworth en 1922, la cual es una escala logarítmica en la que cada límite representa dos veces el siguiente límite (Folk, 1978).

Tabla 1. Distribución del tamaño de grano de los sedimentos por varias escalas (Folk, 1978).

Malla	mm	micrómetros	Phi (ϕ)	Clases de Wentworth	
	64	64000	-6	Peñasco	Grava
	16	16000	-4	Gujarro	
5	4	4000	-2	Gránulo	
6	3,36	3360	-1,75		
7	2,83	2830	-1,5		
8	2,38	2380	-1,25		
10	2	2000	-1	Arena muy gruesa	Arena
12	1,68	1680	-0,75		
14	1,41	1410	-0,5		
16	1,19	1190	-0,25		
18	1	1000	0	Arena gruesa	
20	0,84	840	0,25		
25	0,71	710	0,5		
30	0,59	590	0,75		
35	0,50 (1/2)	500	1	Arena media	
40	0,42	420	1,25		
45	0,35	350	1,5		
50	0,3	250	1,75		
60	0,25 (1/4)	210	2		

70	0,21	177	2,25	Arena fina	Lodo
80	0,177	149	2,5		
100	0,149	125	2,75		
120	0,125 (1/8)	105	3		
140	0,105	88	3.25	Arena muy fina	
170	0,088	74	3.5		
200	0,074	62,5	3.75		
230	0,0625 (1/16)	63	4		
270	0,053	44	4.25	Limo grueso	
325	0,044	37	4.5		
	0,037	31	4,75		
	0,031 (1/32)	15,6	5		
	0,0156 (1/64)	7,8	6	Limo medio	
	0,0078 (1/128)	3,9	7	Limo fino	
	0,0039 (1/256)	3,9	8	Limo muy fino	
	0,002	2	9	Arcillas	
	0,00098	0,98	10		
	0,00049	0,49	11		

Es importante destacar, que el presente trabajo de investigación va enfocado en conocer la composición mineral de la fracción lodo. Los minerales que integran esta fracción son resultado final de los procesos de erosión y meteorización de algunas rocas, especialmente constituidas por feldspatos, micas, anfíboles y piroxenos, las cuales, después de haber estado sometidas a diversas acciones físicas (viento, lluvia, cambios bruscos de temperatura), así como un conjunto de reacciones químicas (hidrólisis, hidratación, oxidación) y biológicas, reducen su tamaño. Aparece así, un material muy complejo integrado en su mayor parte por silicatos aluminicos hidratados y óxidos de hierro y aluminio, residuos muy finos de cuarzo y calcita, generalmente

precipitada (Navarro, 2002). En tal sentido, resulta importante conocer algunos aspectos teóricos relacionados con los minerales que componen la fracción lodo.

2.4 MINERALES DE ARCILLA

El término arcilla ha sido habitualmente definido como un material de origen natural formado por minerales de partículas muy pequeñas que se vuelve plástico con cantidades apropiadas de agua y que se endurece al secarse o calentarse (AIPEA). En el campo de la geología es definido como un material formado por partículas inferiores a $2\mu\text{m}$ de diámetro prácticamente en el límite de la resolución del microscópico óptico; el cual está formado por filosilicatos, tectosilicatos (cuarzo, feldespato, zeolitas), óxidos, carbonatos, sulfuros, sulfatos e hidróxidos. Es importante indicar que, el término arcilla no sólo tiene connotaciones mineralógicas, sino también de tamaño de partícula, en este sentido se consideran las partículas tamaño arcilla, todas las fracciones con un tamaño de grano inferior a $2\mu\text{m}$ y los minerales de arcilla a aquellos minerales constituidos por aluminosilicatos hidratados con características fisicoquímicas y estructurales determinadas (Bravo, 2004).

Faure (1991), establece que la mayoría de los minerales de arcilla son aluminosilicatos que cristalizan como filosilicatos y cuya propiedad común es el pequeño tamaño de sus cristales, sin embargo, indica que algunos minerales de arcilla pueden ser silicatos de hierro o magnesio, o simplemente no pertenecen al grupo de los filosilicatos. La propiedad común de los minerales de arcilla, según Guggenheim y Martin (1995), es que presentan plasticidad con tendencia a endurecimiento al ser sometidos a calentamiento o secado al aire. De igual manera, dichos autores aclaran que los minerales de arcilla deben ser definidos en base a sus propiedades cristalográficas y no atendiendo a las propiedades físicas.

2.5 FORMACIÓN DE LOS MINERALES DE ARCILLA

Los minerales de arcilla aparecen en la corteza terrestre como resultado de la interacción de la litósfera con los sistemas atmósfera, hidrosfera y biosfera. En tal sentido son los procesos edáficos y de meteorización los que producen la mayor parte de los minerales de arcilla. Sin embargo, los procesos hidrotermales asociados a la precipitación de iones en solución y cristalización de fases coloidales pueden generar concentraciones locales de arcillas, a veces importantes, pero insuficientes en el área total de la superficie terrestre (Galán, 1986). De acuerdo a esto, los minerales de arcilla aparecen en la corteza terrestre como resultado del proceso de meteorización, por ello es imprescindible discutir algunos conceptos generales dirigidos principalmente sobre los productos de este proceso.

La meteorización puede visualizarse como el ataque de agentes físicos, químicos y biológicos sobre un material preexistente (rocas o sedimentos) que origina la formación de nuevos minerales estables en las condiciones de presión, temperatura y actividad química de la superficie terrestre. Se reconocen tres tipos de meteorización: química, física y biológica, que en la naturaleza por lo general, actúan de forma conjunta y sólo en algunos casos lo hacen de forma independiente (Malgarejo, 2003).

Entre los productos de la meteorización se encuentran los minerales primarios, las especies solubles y los minerales neoformados (Casanova, 2005).

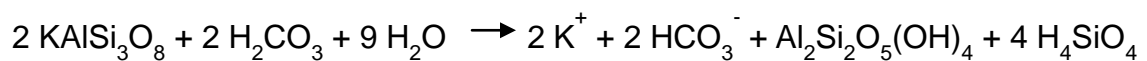
Los minerales primarios: son los minerales relativamente más resistentes al proceso de meteorización y permanecen prácticamente inalterados en las primeras etapas del proceso de meteorización. Entre estos se encuentran: Cuarzo (SiO_2), Circón (ZrSiO_4) y Rutilo (TiO_2).

Especies solubles: son aquellos cationes y aniones que son liberados por la descomposición (meteorización química) de las especies minerales menos estables y

transportadas en solución desde las etapas tempranas de meteorización. Estos son: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H_4SiO_4 , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- .

Los *minerales secundarios o neoformados* son minerales, típicos del ambiente de meteorización, producto de las diferentes reacciones de: hidrólisis, hidratación, oxidoreducción, que promueven los agentes de meteorización química sobre los minerales originales de la roca sometida a meteorización. Entre los principales minerales secundarios, tenemos (Casanova, 2005):

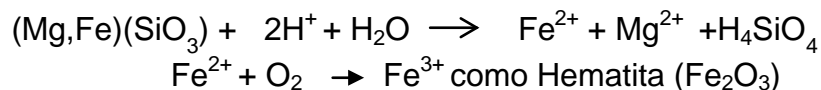
- ✓ **Minerales de arcilla:** aluminosilicatos hidratados productos de la meteorización química mediante reacciones de hidrólisis. La reacción general es la siguiente:



Feldespato potásico

Caolinita

- ✓ **Oxi-hidróxidos:** incluyen óxidos e hidróxidos de Fe, Al y Mn principalmente, productos de las reacciones de hidrólisis y oxidación. Cuando el hierro está presente en minerales primarios ferromagnesianos, ocurre ferralitización y el residuo, además de gibbsítico, caolinítico o rico en smectita, también es ferruginoso. La reacción describe la formación de la hematita.



2.6 CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES DE ARCILLA

Los minerales de arcilla pueden dividirse en dos grupos principales basados en sus propiedades cristalográficas y químicas. El primer grupo corresponde a los minerales de arcilla laminares (filosilicatos) y el segundo grupo a minerales de arcilla fibroso (Faure, 1991). A continuación se explicarán las principales características de cada uno de los grupos, de acuerdo a la clasificación propuesta por Faure (1991).

2.6.1 Minerales de arcilla laminares

Este grupo presenta dos tipos de capas de diferentes composición química y coordinación. La primera capa, es denominada capa tetraédrica (T), que presenta como unidad estructural básica un tetraedro de silicio, donde un ion de Si^{+4} es enlazado compartiendo tres de los cuatros iones de oxígeno (Figura 1).

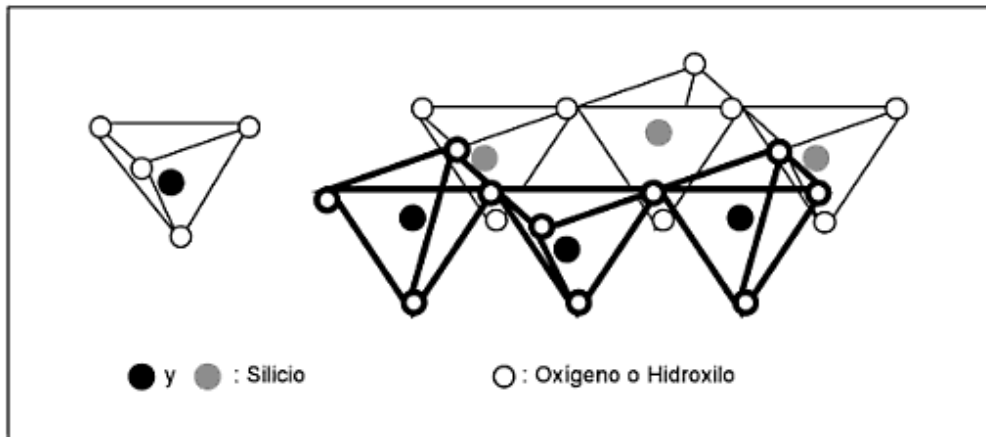


Figura 1. Esquema de la capa tetraédrica. Tomado de Navarro 2002.

La segunda capa, es denominada capa octaédrica (O), con una unidad básica que consiste de un arreglo octaédrico de seis iones de oxígeno y/o oxidrilo alrededor de un ión central pudiendo ser Al, Fe, Mg y Ca (Figura 2).

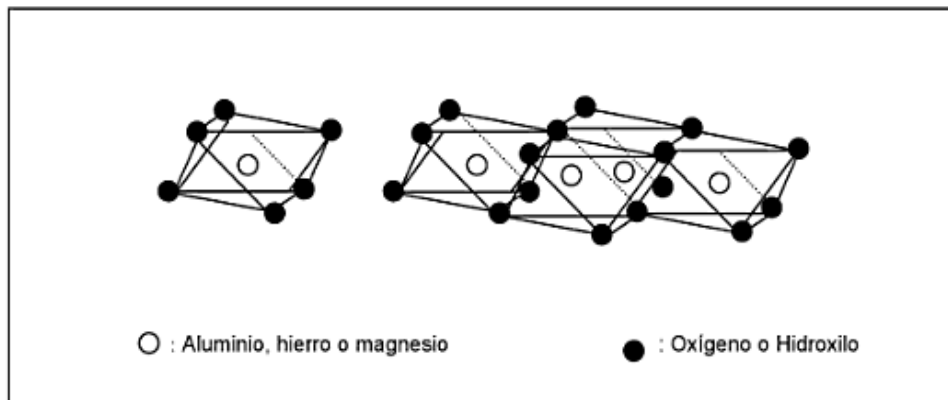


Figura 2. Esquema de la capa octaédrica. Tomado de Navarro 2002.

Todas las partículas de arcilla mantienen en su superficie una amplia carga negativa, producto de las sustituciones isomórficas que experimentan, lo que hace que miles de cationes sean fácilmente atraídos hacia ella, originándose así un complejo coloidal formado por un anión de gran tamaño rodeado de cationes sueltos más o menos hidratados (Figura 3).

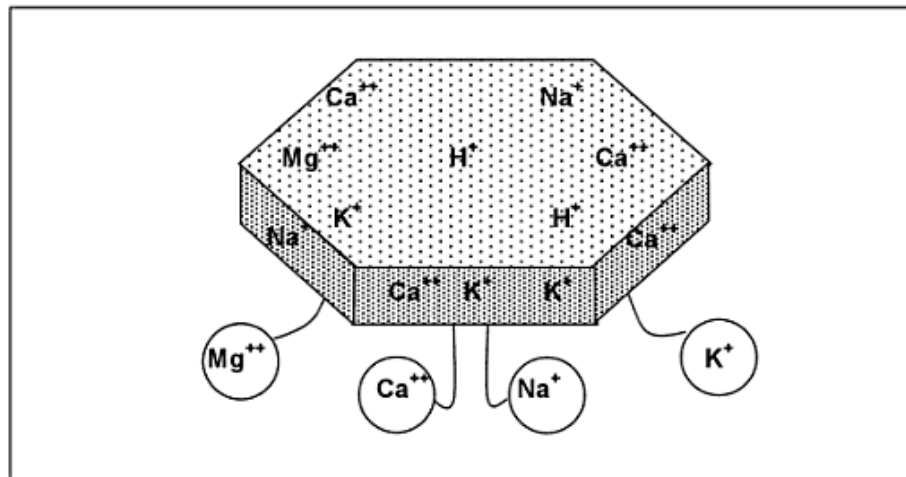


Figura 3. Esquema de un cristal de arcilla coloidal, con su estructura laminar, cargas negativas (representadas por los puntos sobre la estructura) y cationes absorbidos. Tomado de Navarro 2002.

En los minerales de arcilla laminares, las capas tetraédricas y octaédricas son enlazadas para formar minerales de arcilla de dos capas (T: O), minerales de arcilla de tres capas (T: O: T) y minerales de arcilla interestratificados (Faure, 1991).

2.6.1.1 Minerales de arcilla de dos capas

Este grupo de minerales está compuesto por dos subgrupos principales: el subgrupo de la caolinita y el subgrupo de la serpentina.

2.6.1.1.1 Subgrupo de la caolinita

Los minerales que componen este subgrupo tienen la fórmula general $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ incluye los siguientes minerales: caolinita, dickita, nacrita. Mientras que la halloysita tiene la fórmula general $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. En la figura 4 es mostrada la estructura esquemática de la caolinita.

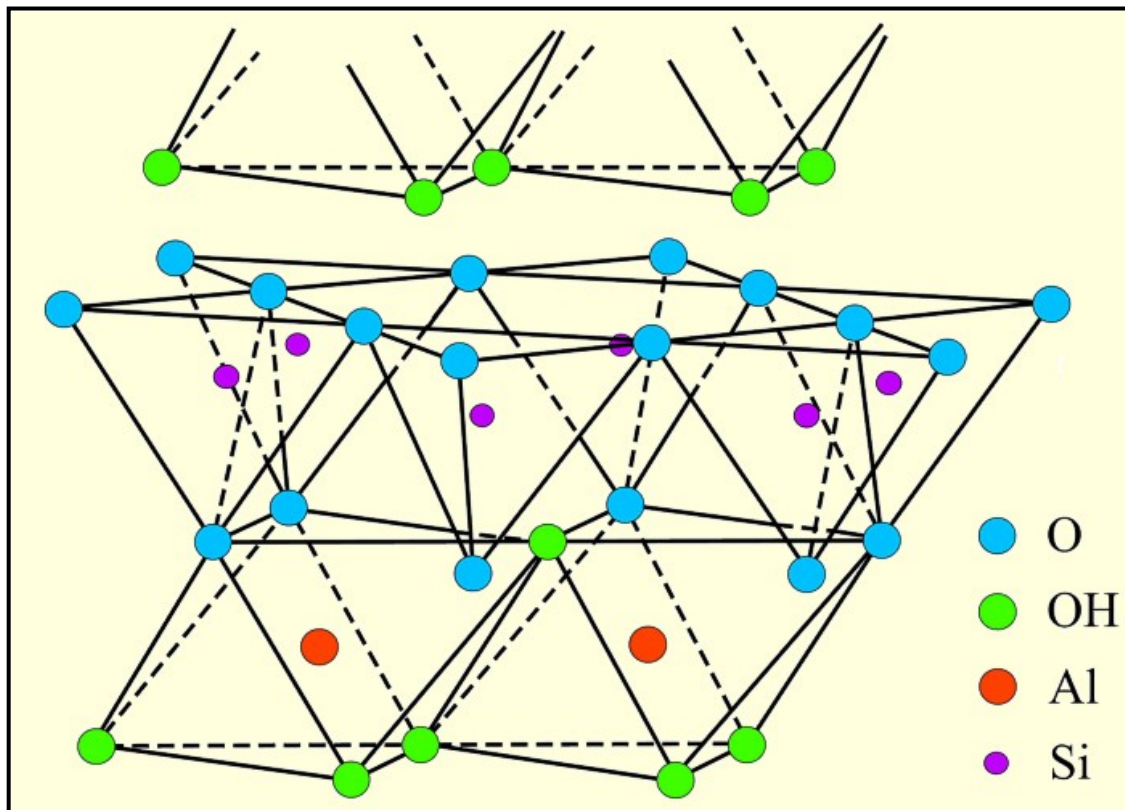


Figura 4. Unidad básica (esquemática) de la caolinita. Tomado de Poppe *et al.*, 2001.

La caolinita presenta una estructura hojosa, constituida por unidades cristalinas aplanadas. Cada una de estas unidades está formada por láminas alternadas de silicio y aluminio, unidas entre sí muy estrechamente. Como se observa en la figura 4, las dos láminas de cada unidad cristalina están unidas entre sí por átomos de oxígeno que quedan libres en los tetraedros, los cuales resultan compartidos por los átomos de

silicio y aluminio en sus planos respectivos. Así se constituye cada unidad cristalina, que se une con otras muy tenazmente por existir enlaces de hidrógeno entre los hidroxilos de una de ellas y los oxígenos de la lámina vecina.

Se deduce, por tanto que la red que constituye la partícula arcillosa no permite ninguna dilatación entre las unidades cuando se moja y ni el agua ni los cationes pueden penetrar la interfase interna. La única superficie activa es la externa y por ello los minerales de arcilla de este grupo se caracterizan por su baja capacidad de adsorción y cambio de cationes (Navarro, 2002).

Las partículas de caolinita presentan tamaños medios de $1\mu\text{m}$ de diámetro y $0,1\mu\text{m}$ de grosor. Con frecuencia exhibe hábitos tabulares pseudo-hexagonales, que a veces se agrupan en apilamientos cara-cara con forma de libro (Figura 5).

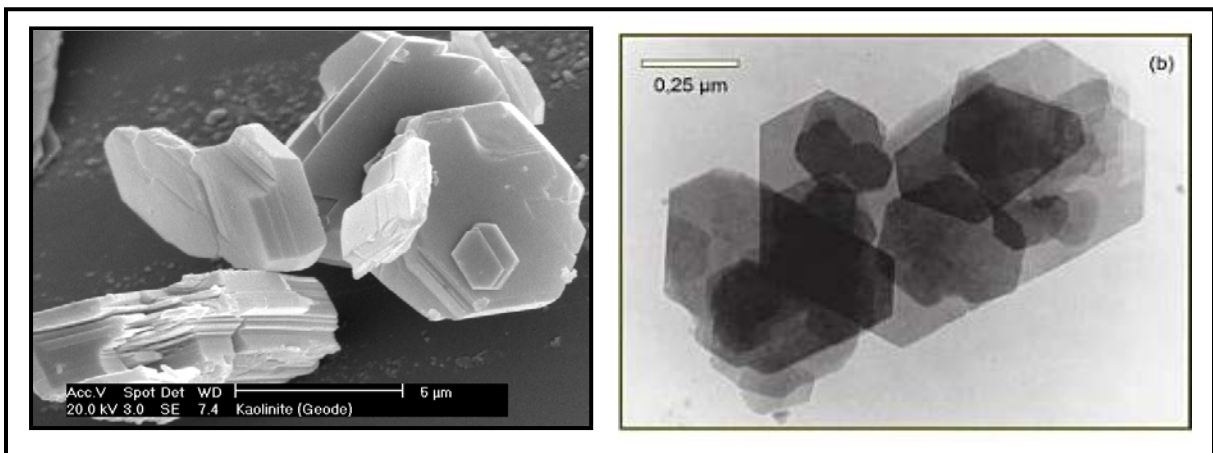


Figura 5. Imágenes de la caolinita al MEB (Microscopía Electrónica de Barrido) (a) y (b) al MET (Microscopía Electrónica de Transmisión). Las flechas en la figura (a) muestran la característica disposición en libros de las partículas laminares de la caolinita. Tomado de Carretero *et al*, 2007.

La dickita es una especie monoclinica, de estructura semejante a la caolinita, pero diferente en cuanto al orden de apilamiento de las capas estructurales y a la disposición de los átomos de aluminio en posiciones octaédricas. Su formación parece estar ligada a procesos hidrotermales, ya que se ha encontrado asociada con cuarzo, fluorita y sulfuros hidrotermales. Se considera que la formación de la dickita procede de la

sericitización de los feldspatos. Al microscopio electrónico exhibe partículas pseudo-hexagonales muy bien definidas.

La nacrita al igual que la dickita es un mineral sumamente raro entre los minerales de arcilla en sedimentos. Su estructura y composición son similares a la dickita, pero se diferencia en cuanto al número de capas que constituyen la celda elemental. Se encuentra asociado a procesos hidrotermales y además presenta una morfología de láminas con un diseño poligonal o hexagonal, de espesores de 0,02 a 0,05 μm , formando a veces, estructura de mosaico.

La halloysita se diferencia, además, por el desorden de la posición de las capas y la existencia de agua entre los paquetes de capas. Es por ello que también se le llama caolín hidratado. Presenta, una morfología muy distinta con desarrollo de formas tubulares enrolladas o esferoidales (Figura 6).

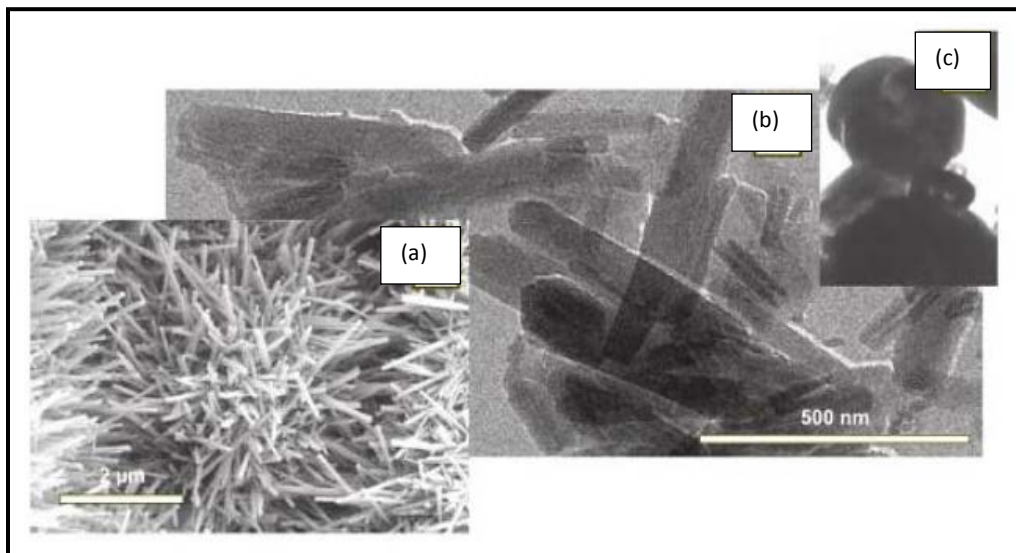


Figura 6. Imágenes de halloysita al MEB (a) y MET (b). En (c) se muestra el aspecto esferoidal de algunas halloysitas (MET). Tomado de Carretero *et al*, 2007.

2.6.1.1.2 Subgrupo de la serpentina

La serpentina es un filosilicato de dos capas, en que el ión central en la capa octaédrica es el Mg^{+2} , por lo que su fórmula es $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. Los minerales que incluye este grupo son: el crisotilo, lizardita y la antigorita, todos polimorfos de la serpentina. Por su parte, también encontramos la geenalita, en la cual los iones de hierro remplazan los iones de aluminio de la capa octaédrica.

2.6.2 Minerales de arcilla de tres capas

La pirofilita, esmectita, vermiculita, mica, mica frágil y el grupo de la clorita conforman los minerales de arcilla de tres capas. Los cuales presentan la misma estructura pero difieren en su composición y sus propiedades físicas. A continuación serán descritas las principales características de cada uno de los grupos antes nombrados.

2.6.2.1 Grupo de la pirofilita

Entre los minerales que componen el grupo de la pirofilita se tiene: la pirofilita, el talco y la minnesotaita. Estas especies minerales difieren en el ion central que presentan, puesto que la pirofilita tiene al aluminio como ión central en la capa octaédrica, mientras que el talco presenta magnesio y finalmente la minnesotaita posee hierro en su estructura (Faure, 1991).

2.6.2.2 Grupo de la esmectita

El grupo de la esmectita puede ser dividido en dos subgrupos, uno dioctaédrico y otro tetraédrico. En el primero hay una sustitución del ion Al^{+3} por un ión trivalente, mientras que para el segundo subgrupo la sustitución es por un ión divalente (Faure, 1991). La montmorillonita es el mineral más representativo y está caracterizado por su capacidad de expansión. En el cual, las unidades cristalinas están formadas por dos láminas

silíceas y una alumínica. En la figura 7 es mostrada la estructura de la montmorillonita, donde la lámina alumínica está tensamente unida a las dos capas de silicio por átomos de oxígeno.

Estas unidades cristalinas están ligadas unas a otras mediante puentes oxígeno-oxígeno. Ello permite a estas arcillas, en presencia de agua pueden expandir su red y como consecuencia, permitir la fácil entrada y adsorción de cationes en las superficies internas (Navarro, 2002).

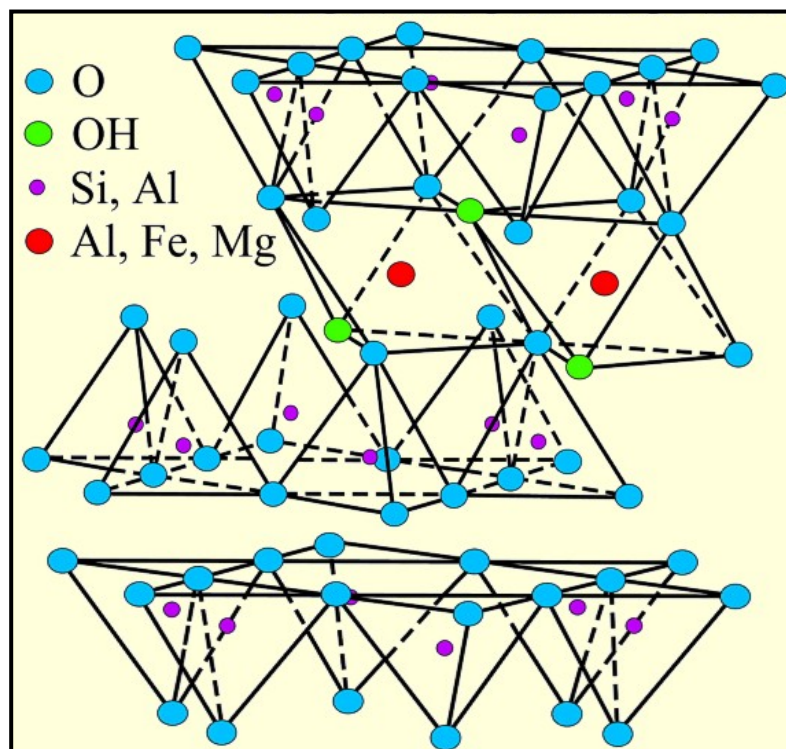


Figura 7. Estructura básica (esquemática) de la esmectita. Tomado de Poppe *et al.*, 2001.

Al microscopio electrónico, la montmorillonita se reconoce con cierta facilidad debido a su morfología característica. Conforman laminillas muy delgadas que dobladas o curvadas se agrupan en un conjunto nuboso. Probablemente las laminillas no constituyen cristales individuales sino conjuntos de láminas dispuestas en series paralelas, como un paquete de hojas.

2.6.2.3 Grupo de la vermiculita

El grupo de la vermiculita presenta como única especie mineral a la vermiculita, pudiéndose presentar esta como dioctaédrica o trioctaédrica. Este grupo se diferencia del grupo de la esmectita por poseer una carga más alta en la capa del tetraedro, conteniendo principalmente iones Mg^{+2} hidratados en los sitios de intercapa intercambiables y además por ser menos expandibles. En la figura 8 puede visualizarse la unidad básica de la vermiculita (Faure, 1991).

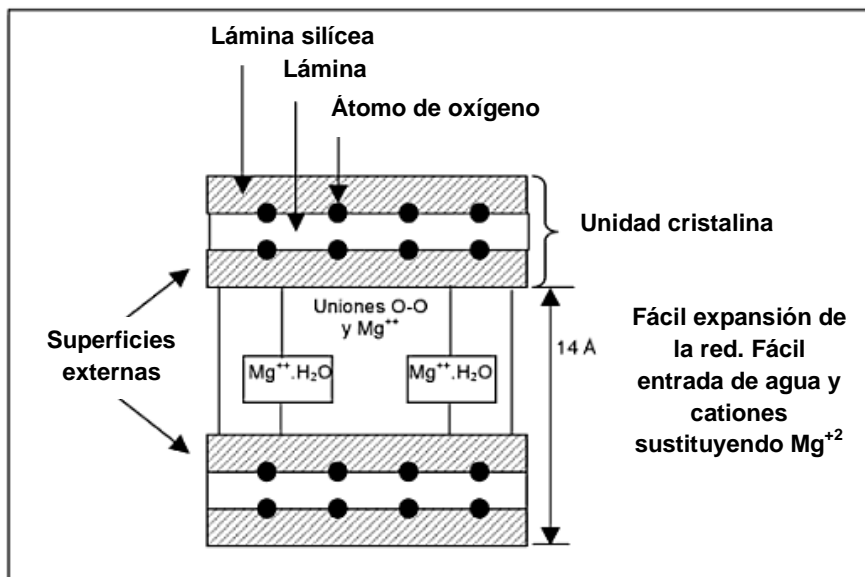


Figura 8. Estructura básica (esquemática) de la vermiculita. Tomado de Navarro, 2002.

2.6.2.4 Grupo de las micas

Las micas se caracterizan porque parte del Si^{4+} de la capa tetraédrica es remplazado por el Al^{3+} . Para mantener el equilibrio de carga se alojan en el espacio interlaminar cationes grandes, principalmente K^{+} . Dependiendo del catión octaédrico las micas pueden ser dioctaédricas (ejemplo, moscovita) o trioctaédricas (ejemplo, biotita). Según las sustituciones de los cationes interlaminares y de los cationes octaédricos se

diferencian una gran cantidad de especies distintas, donde los diversos apilamientos de las láminas originan numerosos politipos (Carretero *et al.*, 2007).

La especie más abundante en la fracción arcilla es la illita, mineral dioctaédrico muy similar a la moscovita pero con un menor contenido de K^+ interlaminar. En la figura 9, se muestra la estructura esquemática de este mineral. Allí se observa, un cierto porcentaje de silicio de las láminas tetraédricas sustituido por aluminio. Las cargas negativas que aparecen son compensadas casi todas por iones potasio, que se acomodan entre las unidades cristalinas, proporcionando uniones adicionales entre ellas. Este mecanismo de enlace, es conocido como “puente de potasio”, que ejerce un efecto estabilizador sobre la red cristalina, evitando que pueda producir una amplia expansión, tal como ocurre en el caso de la montmorillonita. Lo expuesto explica el motivo por el cual los cristales de illita, aún teniendo una estructura similar a la montmorillonita, presenta frente a ésta una menor capacidad de hidratación, dilatación y adsorción catiónica (Navarro, 2002).

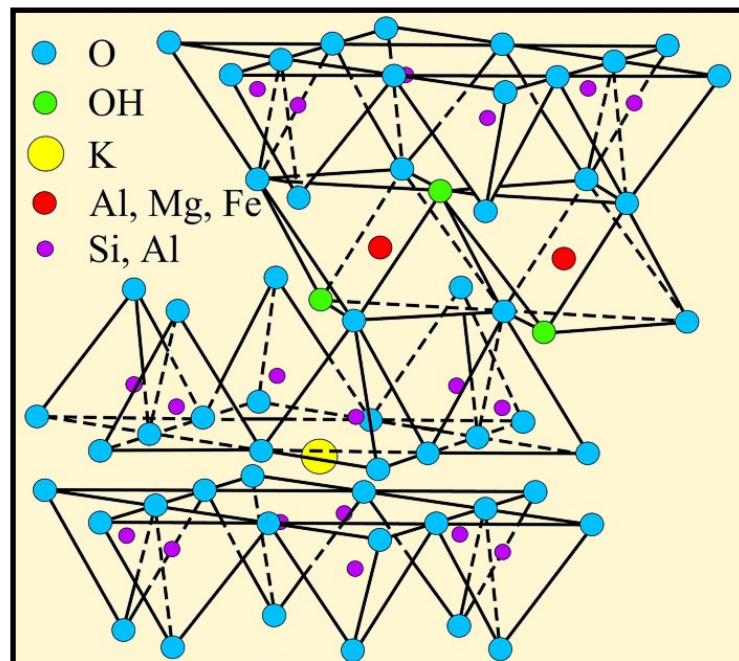


Figura 9. Estructura básica (esquemática) de la illita. Tomado de Poppe *et al.*, 2001.

La illita se presenta con tamaños medios de partícula de 0,1-0,5µm en forma de escamas o listones (Figura 10). Más localmente se han reconocido también illitas con hábito fibroso.

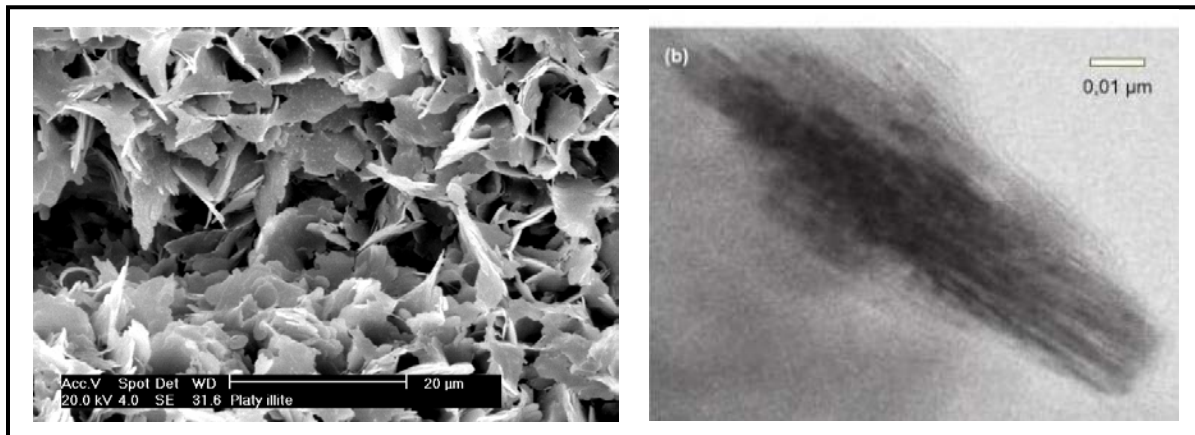


Figura 10. Imágenes de Illita al MEB (a) y al MET (b). Tomado de Carretero *et al.*, 2007.

Los minerales de arcilla micáceos más finos (illita) se encuentran con frecuencia en depósitos naturales asociados a otros minerales de la arcilla, constituyendo las denominadas arcillas comunes, especialmente importantes en la industria cerámica y de construcción. El ambiente genético de formación es predominantemente el sedimentario detrítico (Carretero *et al.*, 2007).

2.6.2.5 Grupo de las micas frágiles

El grupo de las micas frágiles incluyen las especies minerales tales como la margarita (dioctaédrica) y otras especies trioctaédricas de rara ocurrencia como la xantofilita que se diferencia de la margarita por presentar iones Mg^{+2} sustituyendo al Al^{+3} (Faure, 1991).

2.6.2.6 Grupo de las cloritas

Abarca una gran variedad de especies, cada una de las cuales se forma a partir de la sustitución de un elemento por otro en la estructura cristalina. La clorita, representante

de este grupo, presenta una estructura laminar tipo 2:1. Pero en este caso, las unidades cristalinas se mantienen juntas más por los hidróxidos de magnesio y aluminio que por el potasio, como ocurre en la illita (Figura 11).

Los miembros que constituyen el grupo de las cloritas, conforman una serie de minerales que van desde especies enriquecidas en hierro hasta especies enriquecidas en magnesio (Navarro, 2002).

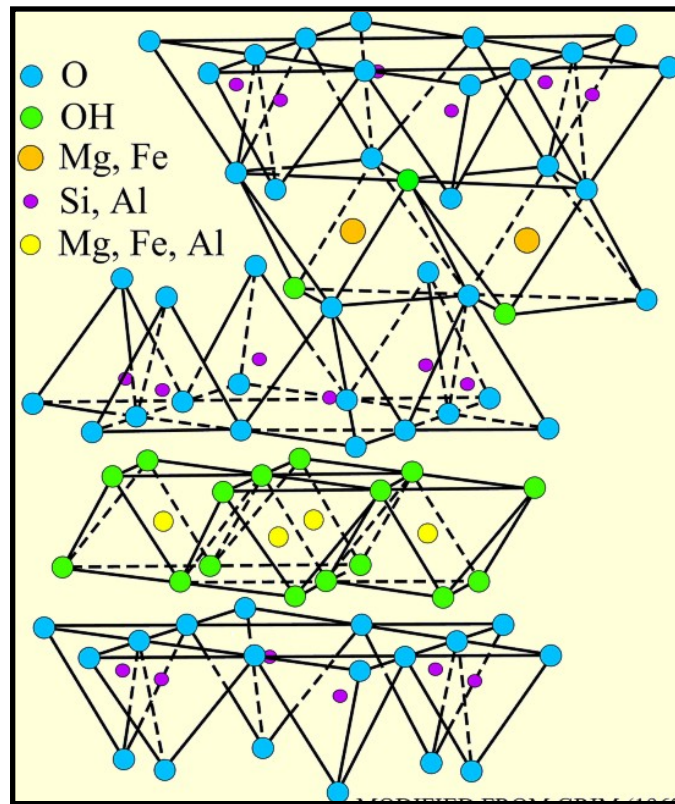


Figura 11. Estructura básica esquemática de la clorita. Tomado de Poppe *et al.*, 2002.

2.6.3 Minerales de arcilla interestratificados

Este grupo de minerales es caracterizado por presentar la interestratificación de minerales de arcilla 2:1 con una capa octaédrica. Las especies más comunes dentro de este grupo son: illita/esmectita, clorita/esmectita, clorita/vermiculita, mica/vermiculita y caolinita/esmectita, siendo esta última la menos común (Faure, 1991).

Faure (1991), establece que la presencia de un mineral interestratificado en un ambiente exógeno, dependerá de los factores climáticos y por ende de los factores involucrados en la meteorización. Por su parte, en el ambiente endógeno la formación de este tipo de minerales está ligado directamente a los procesos de diagénesis, es decir, la temperatura, en donde al ocurrir un incremento de la profundidad sucederá un aumento gradual de las fases interestratificadas y con ello una disminución paulatina de las fases con capas expansivas.

En la figura 12 es posible visualizar la estructura básica del mineral de arcilla interestratificado flogopita/vermiculita.

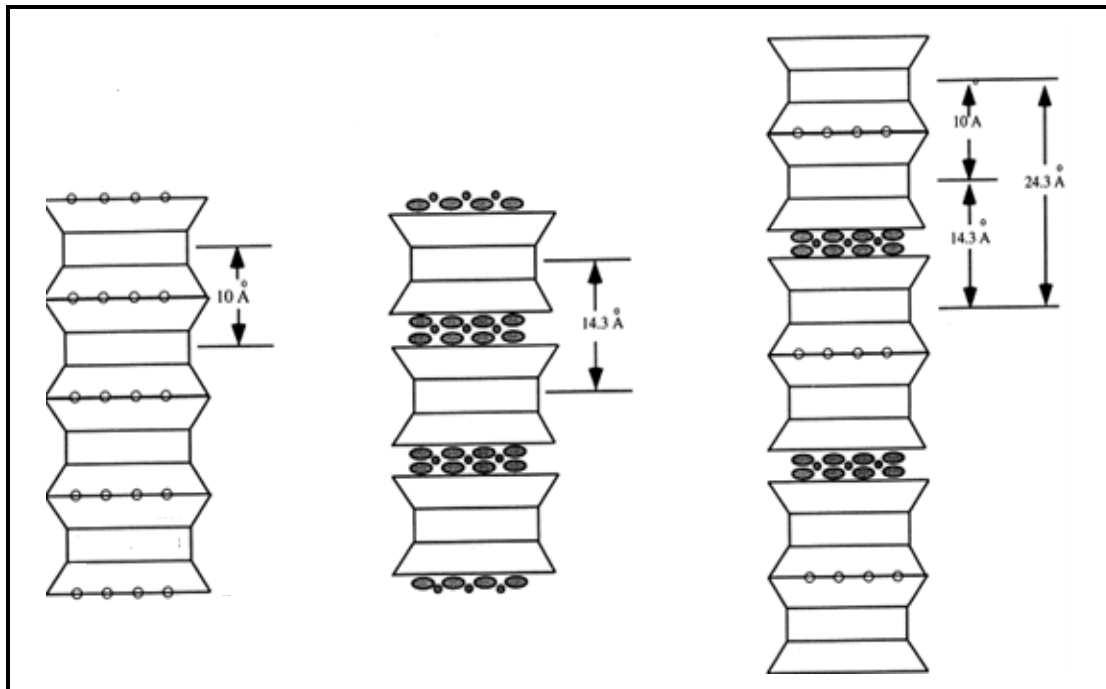


Figura 12. (a) Estructura esquemática de la flogopita (b) Estructura básica de la vermiculita y (c) estructura del mineral interestratificado flogopita/vermiculita.

2.6.4 Minerales de arcilla fibrosos

Estos minerales, representados sólo por dos especies, paligorskita y sepiolita, constituyen un conjunto particular dentro de los minerales de arcilla. Poseen una

estructura de tres capas o 2:1 (figura 13). En estos minerales la extensión lateral de la capa se da en el eje b, pero no en el eje a, dando como consecuencia la formación de cadenas lineales y con una morfología fibrosa.

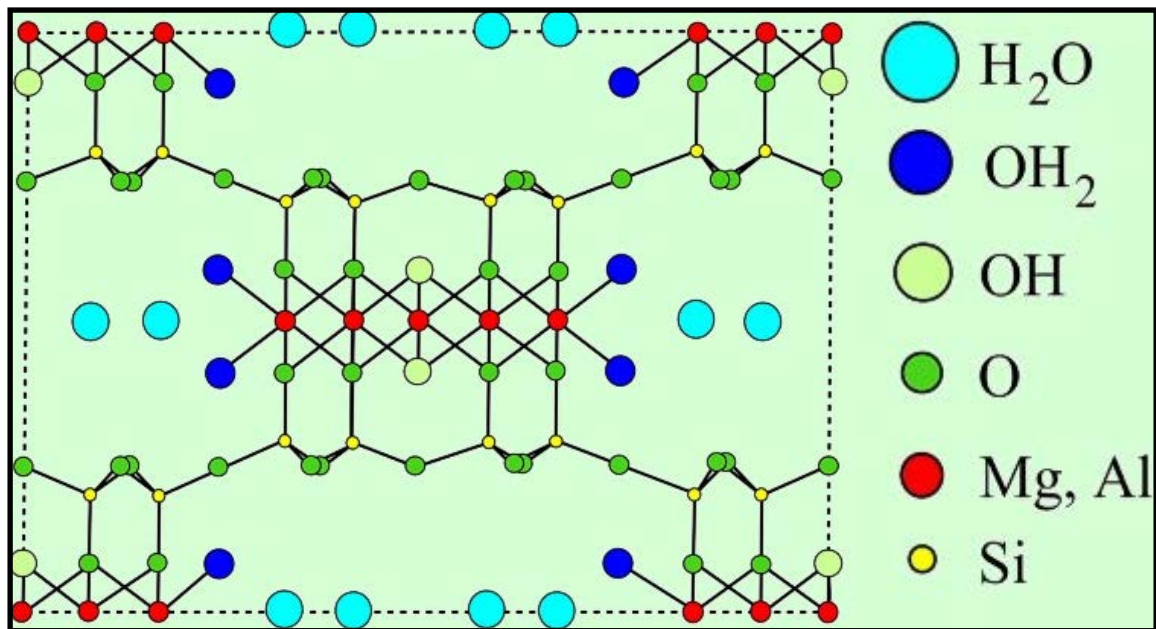


Figura 13. Estructura básica esquemática de la paligorskita. Tomado de Poppe *et al.*, 2002.

Al microscopio electrónico se evidencia que la paligorskita consiste en agujas, agrupadas en paquetes con un diámetro de $1\mu\text{m}$ y longitudes de alrededor de 50 a 100 Å. Por su parte, la sepiolita se caracteriza por presentar partículas alargadas en forma de fibras, dispuestas paralelamente entre ellas, con ejes agudos y fractura irregular de las puntas (Besoin, 1985).

2.7 OXIHIDRÓXIDOS DE HIERRO, ALUMINIO Y MANGANESO

La mayor parte de los sedimentos contienen en su fracción de tamaño arcillas cantidades variables, aunque generalmente pequeñas, de partículas de tamaño coloidal, constituidas por óxidos diversos de hierro, aluminio y manganeso. Estos

coloides, conocidos como “arcillas óxidos”, incluyen compuestos a los que se les pueden asignar como fórmulas generales las de $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ y $\text{MnO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$, en donde x indica que la cantidad de agua de hidratación puede ser diferente según el mineral de que se trate. Los principales miembros de este grupo corresponden a la gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$), goethita ($\text{Fe}(\text{OH})_3$). En la figura 14, es evidenciada la estructura esquemática de estos minerales.

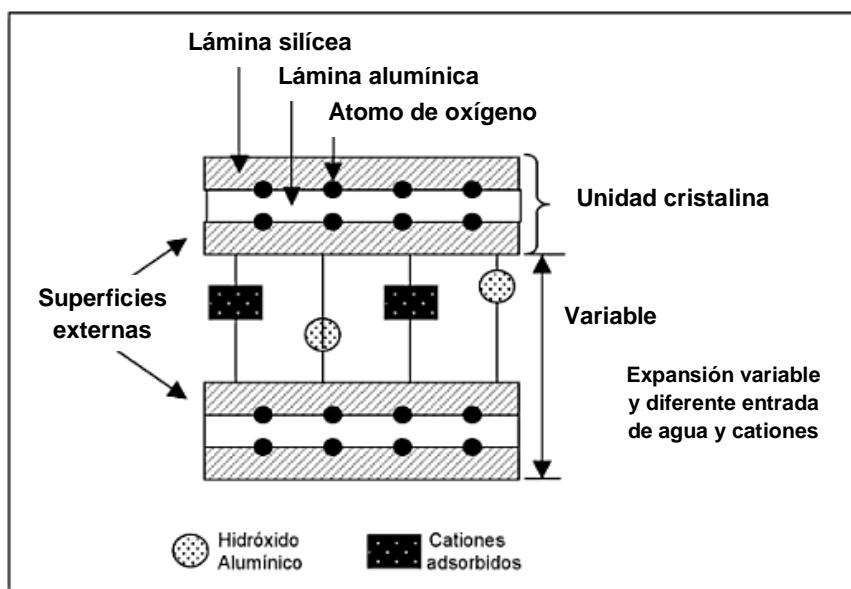


Figura 14. Estructura laminar de los minerales arcillas óxidos. Tomado de Navarro, 2002.

Estos minerales poseen algunas propiedades que son comunes a las de los minerales de arcilla. Tienen estructura cristalina y pueden llevar cargas negativas, lo cual hace que queden adsorbidos en su superficie cationes, principalmente calcio e hidrógeno. Además, presentan una capacidad de cambio de cationes y retención de agua, aunque en grado muy inferior a cualquiera de las arcillas. Como valor medio se puede admitir una capacidad de cambio de cationes de 5 meq/100g. Su color pasa por varios matices, que van del amarillo al rojo, su plasticidad y cohesión son también menores que los de los minerales de arcilla, por cuyo motivo los suelos tropicales, como el de Venezuela, en

los que suelen abundar, son en gran parte laborales después de grandes lluvias y sufren en menor grado la erosión (Navarro, 2002).

2.8 MINERALES RESISTATOS

Los minerales resistatos, son aquellos minerales resistentes a la meteorización física y química que se encuentran como material fragmentado, como productos de meteorización mantienen la composición química y mineralógica que tenían cuando formaban parte del material parental. La fracción lodo aunque está compuesta en su mayoría por minerales secundarios, como los minerales de arcillas y los oxihidróxidos de hierro, aluminio y manganeso, también presenta bajas concentraciones de minerales como el cuarzo (Besoain, 1985).

El cuarzo (SiO_2), se concentra preferentemente en las fracciones gruesas del sedimento (arena y limos), en las que pueden alcanzar concentraciones de 50 a 90%; sin embargo a menudo se le identifica en la fracción arcillosa. Como mineral resistato es el mayor constituyente de las rocas graníticas, ocurre en algunas rocas ígneas de composición intermedia y está ausente en las rocas ígneas de composición básica. Las rocas metasedimentarias también lo poseen en altas proporciones y en rocas metamórficas derivadas de rocas graníticas (Besoain, 1985).

Este mineral, estructuralmente está compuesto por un armazón tridimensional de tetraedros de SiO_4 , en la que todos los iones de oxígeno de cada tetraedro están siendo compartidos con otros tetraedros vecinos, dando lugar a una estructura con fuertes enlaces, lo que le confiere el carácter inerte a este mineral, en otras palabras es eléctricamente neutro, por lo que no presenta interacciones con metales pesados en aguas superficiales (Hulburt y Klein, 2006).

2.9 PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS MINERALES DE ARCILLA

Las importantes aplicaciones industriales de los minerales de arcilla, radican en sus propiedades físico-químicas. Las cuales derivan, principalmente, de:

- ✓ Su extremadamente pequeño tamaño de partícula ($<2\mu\text{m}$)
- ✓ Su morfología laminar (filosilicatos)
- ✓ Las sustituciones isomórficas, que dan lugar a la aparición de carga en las láminas y a la presencia de cationes débilmente ligados en el espacio interlaminar.

Como consecuencia de estos factores, presentan, por una parte, un valor elevado del área superficial y, a la vez, la presencia de una gran cantidad de superficie activa, con enlaces no saturados. Por otra parte, la existencia de carga en las láminas se compensa, con la entrada en el espacio interlaminar de cationes débilmente ligados y con estado variable de hidratación, que pueden ser intercambiados fácilmente mediante la puesta en contacto de la arcilla con una solución saturada en otros cationes, a esta propiedad se la conoce como capacidad de intercambio catiónico y es también la base de multitud de aplicaciones industriales (Bravo, 2004)

2.9.1 Superficie específica y área superficial

El pequeño tamaño de partícula confiere a las arcillas una elevada área superficial, ya que éste aumenta conforme disminuye el diámetro de grano. Pero, además el hecho de que la mayor parte de los minerales de arcilla sean filosilicatos justifica su morfología laminar o fibrosa, originando una mayor área superficial que otras partículas minerales, de su mismo tamaño, pero con forma de cubo (ejemplo, pirita) o esfera (ejemplo, granate). El área superficial de un material por unidad de masa se denomina superficie específica, y se mide en $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$. Dentro de los minerales de arcilla hay variaciones notables de la superficie específica. Estas diferencias tienen relación con las características de las superficies implicadas, sólo externa en el caso de la caolinita y

tanto externa como interna en el caso, por ejemplo, de las esmectitas (Carretero *et al.*, 2007).

Dentro de las superficies, se incluyen tanto las paralelas al apilamiento de las láminas (basales) como las perpendiculares a éstas (bordes). Así, desde el punto de vista cristalquímico es posible diferenciar tres tipos de superficies en los minerales de arcilla, que justifican las diferencias de superficie específica y el origen de las cargas superficiales. Son las siguientes (Figura 14):

- a) *Superficie siloxana*: formada por las uniones Si-O-Si de los tetraedros de sílice. Constituye un plano de oxígenos dispuestos sobre el silicio de la capa tetraédrica (oxígenos basales). Los filosilicatos 1:1 y 2:1 presentan una y dos superficies siloxanas, respectivamente. La carga de esta superficie se asocia a las sustituciones en el silicio tetraédrico (Carretero *et al.*, 2007).
- b) *Superficie hidroxilo*: constituida por las uniones O-Al-OH de los octaedros de alúmina. Está formada por planos de grupos hidroxilo (OH⁻) expuestos, que se disponen sobre átomos de Al, Fe o Mg en la capa octaédrica. Los filosilicatos 1:1 presentan una superficie hidroxilo en posición opuesta a la siloxana (Carretero *et al.*, 2007).
- c) *Superficie silanol, ferrol y aluminol*: formadas por uniones -Si-OH, -Fe-OH o -Al-OH, respectivamente. Son características de los minerales de arcilla con predominio de fases amorfas de oxihidróxidos y sílice. Los compuestos con estas superficies presentan áreas superficiales grandes y cargas variables, todos los grupos hidroxilos son fácilmente accesibles (Carretero *et al.*, 2007).

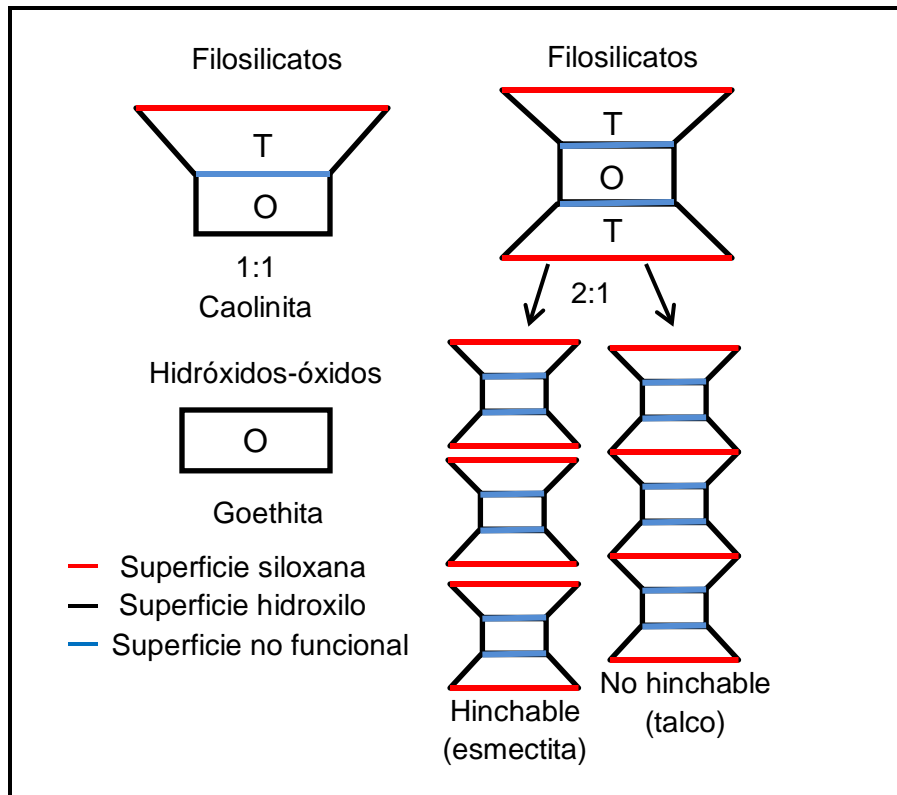


Figura 15. Superficies reactivas en los filosilicatos y no filosilicatos (óxidos e hidróxidos) (T: capa tetraédrica y O: capa octaédrica). Tomado de Carretero *et al.*, 2007.

2.9.2 Capacidad de intercambio iónico

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) se define como la capacidad que tienen las arcillas de adsorber y desorber cationes que se encuentran disponibles en el medio. La CIC de los diferentes minerales arcillosos varía dependiendo de su estructura. Las arcillas pueden retener cationes en su superficie externa, caso de la caolinita, cuya organización estructural y la unión de puentes de hidrógeno no permite su dilatación o expansión y la captura interlaminar de cationes. Por lo que presenta una baja capacidad de intercambio de cationes (CIC). Este mecanismo de retención se llama adsorción y es fenómeno de superficie. Otras arcillas son capaces de retener cationes no sólo en su superficie (adsorción) sino también intra e inter-laminarmente, proceso llamado absorción. Estas arcillas generalmente tienen mayor CIC, como la montmorillonita (Carretero *et al.*, 2007).

2.9.3 Hidratación e hinchamiento

Los minerales de arcilla se caracterizan por su capacidad para hidratarse y desecarse. Esta propiedad va acompañada por cambios de volumen, puesto que las partículas de arcilla tienden a separarse cuando se hidratan. Sin embargo en algunos tipos de arcilla tiene lugar, además, una separación intracrystalina. La figura 15 recoge ambos procesos. El hinchamiento intracrystalino se produce porque, en presencia de agua, los dipolos tienden a penetrar en el espacio reticular para compensar el déficit eléctrico de la red. Por su parte, las capas cristalográficas tienen adheridos (cationes intercambiables), que si bien neutralizan en parte las cargas electrónegativas, poseen un potencial de hidratación que determina asimismo un hinchamiento intralaminar de la arcilla. Los minerales de arcilla con capacidad de hinchamiento intracrystalino constituyen las arcillas expansivas. Presentan esta propiedad los minerales del grupo de las esmectitas, la vermiculita y la halloysita (Curso de riesgos Geológicos, 1988).

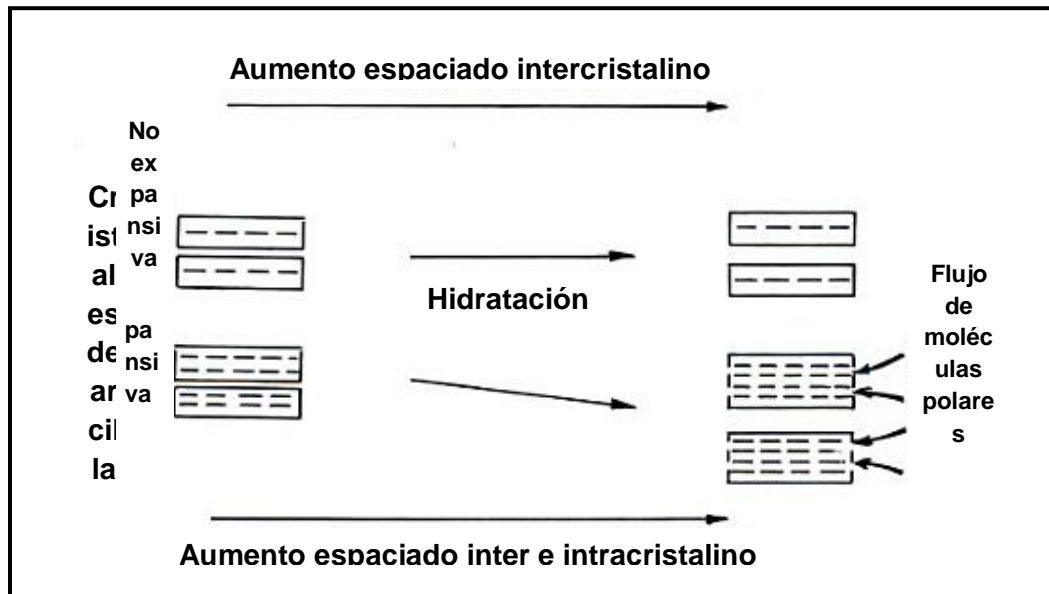


Figura 16. Naturaleza de los cambios de volumen por arcillas expansivas y no expansivas. Tomado de Curso de riesgos Geológicos, 1988.

2.9.4 Plasticidad

Las arcillas son eminentemente plásticas, la cual se debe a que el agua forma un recubrimiento sobre las partículas laminares, produciendo un efecto lubricante que facilita el deslizamiento de unas partículas sobre otras cuando se ejerce una fuerza sobre ellas. La elevada plasticidad de las arcillas es consecuencia, nuevamente, de su morfología laminar, tamaño de partícula extremadamente pequeño (elevada área superficial) y alta capacidad de hinchamiento (Bravo, 2004).

2.9.5 Tixotropía

La tixotropía se define como el fenómeno consistente en la pérdida de resistencia de un coloide, al amasarlo y su posterior recuperación con el tiempo. Las arcillas tixotrópicas cuando son amasadas se convierten en un verdadero líquido. Si, a continuación, se las deja en reposo recuperan la cohesión (Bravo, 2004).

2.10 TÉCNICAS INSTRUMENTALES UTILIZADAS PARA LOS ANÁLISIS MINERALÓGICOS Y MORFOLÓGICOS

Los análisis mineralógicos y morfológicos de las muestras serán realizados mediante las técnicas de Difracción de Rayos X (DRX) y Microscopia Electrónica de Barrido (MEB) respectivamente. Dichas técnicas serán descritas a continuación:

2.10.1 Difracción de Rayos X (DRX)

Los rayos X son radiaciones electromagnéticas de la misma naturaleza que la luz, pero a una longitud de onda mucho menor; es decir; mucho más energéticas. El intervalo de longitud de onda para los rayos X va desde aproximadamente 10^{-5} hasta alrededor de 100 Å (Skoog, 2008).

Los cristales poseen una estructura ordenada tridimensional con periodicidades características situados a lo largo de los ejes cristalográficos. Cuando un haz de rayos X choca contra la distribución tridimensional hace que los electrones que encuentra en su trayectoria, vibren con una frecuencia de la radiación X incidente. Estos electrones vibrantes absorben parte de la energía actuando como fuentes de onda, emiten (dispersan) esta energía como radiación X de la misma frecuencia y longitud de onda. En general las ondas dispersadas interfieren destructivamente, pero con direcciones específicas se refuerzan entre sí para producir en efecto de dispersión cooperativo que se conoce como difracción (Hurlbut, 2006).

La Difracción de Rayos X tiene como fundamento principal la Ley de Bragg, la cual establece que cuando un rayo X alcanza la superficie de un cristal a cualquier ángulo θ , una porción es dispersada por la capa de átomos de la superficie. La porción no dispersada penetra en la segunda capa de átomos donde otra vez una fracción es dispersada y la que queda pasa a la tercera capa. El efecto acumulativo de esta dispersión desde los centros regularmente espaciados del cristal es la difracción del haz. Así pues, las condiciones para una interferencia constructiva del haz con ángulo θ son las que cumplen la ecuación de Bragg (Hulburt y Klein, 2006):

$$n\lambda = 2d \operatorname{sen}\theta$$

Las muestras serán analizadas mediante un equipo de Difracción de Rayos x, marca Bruker AXS modelo D8 Advance.

2.10.2 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

La Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) es una técnica de análisis que se emplea para obtener información superficial de las muestras. Cuando se hace incidir un haz de electrones sobre una muestra, los electrones emitidos por la interacción del haz

incidente y la muestra son colectados por los correspondientes detectores para producir una señal eléctrica, la cual se utiliza para modular la intensidad de un haz de electrones que incide en la pantalla de un tubo de rayos catódicos (TRC), de manera que mediante un barrido sincronizado del haz incidente en la superficie de una muestra y del haz incidente en la pantalla TRC se produce en ésta una imagen de la muestra (Albañil *et al.*, 2002).

2.10.2.1 Análisis morfológico de las muestras

La morfología será estudiada por MEB, usando un microscopio FEI Quanta 200 operado en modo de alto Vacío (3×10^{-7} torr), con una aceleración de voltaje 18 kv, usando un detector de electrones secundarios Everhart-Thorney (ETD) que permite destacar la morfología del material y un detector de electrones retrodispersados (SSD) que permite observar diferencias en composición.

Estas muestras serán puestas en un porta objetos sobre una cinta doble faz, donde se les agregará una gota de solución de plata; seguidamente, las muestras serán colocadas en un cubridor iónico para ser cubiertas con una película de platino. Esto con la finalidad de hacer conductora la muestra. Para finalizar, dichas muestras serán colocadas en el microscopio para realizarles un barrido sobre la superficie a fin de observar las características morfológicas presentes de las muestras estudiadas.

3 ANTECEDENTES

En la siguiente sección se presentan investigaciones internacionales y nacionales que proporcionan aportes valiosos a través de las teorías que generaron dichos estudios, fungiendo de soporte y justificación para la realización del presente trabajo.

3.1 Antecedentes internacionales

Requena et al. (1991) estudiaron la mineralogía y aspectos geoquímicos de los sedimentos fluviales del río Odiel (Huelva), España. Para realizar el estudio químico y mineralógico establecieron 7 puntos de muestreo, analizando las fracciones de arenas, limos y arcilla. La composición mineralógica de la muestra global fue determinada a través de la técnica de Difracción de Rayos X (método del polvo). Sus resultados indican que el cuarzo (80%), feldespatos (10-40%) y los filosilicatos (10%) son los principales constituyentes de los sedimentos fluviales. La fracción tamaño arcilla está compuesta básicamente por micas (50% de esta fracción) y clorita, con proporciones variables de caolinita, esmectita y/o interestratificados de illita y de clorita. La fracción pesada está constituida principalmente por óxidos e hidróxidos de hierro (magnetita, hematita), turmalina, circón, epidota, apatito y sulfuros. Las concentraciones de metales en estos sedimentos son muy variables y dependen de la localización del punto de muestro.

Romero et al. (1995) llevaron a cabo el estudio mineralógico de la fracción tamaño arcilla de suelos y sedimentos de la Cuenca de Maceda, España. Para llevar a cabo dicho estudio, recolectaron 49 muestras a lo largo de toda la zona de estudio. Por su parte, el análisis mineralógico lo realizaron a través de la técnica de difracción de rayos X. Sus resultados indican la presencia de filosilicatos 1:1 dioctaédricos (halloysítico o caolínítico) como minerales abundantes y en menor proporción goethita y, ocasionalmente, hematita. Con dichos resultados los autores concluyen que las rocas

que rodean la cuenca están sometidas actualmente a un proceso de alteración de tipo hidrólisis avanzada ya que la caolinita, gibbsita y oxihidróxidos de hierro son los productos de alteración más significativos.

Jordán *et al.* (2000) estudiaron la mineralogía de la fracción fina de sedimentos cretácicos de la Cuenca Ibérica Norte, España. La caracterización mineralógica fue llevada a cabo por medio de la técnica de Difracción de Rayos X. Sus resultados indican que la fracción fina presenta un marcado carácter illítico (40-54 %), un contenido en cuarzo en torno al 30% y un porcentaje de caolinita en torno al 10 %. Con lo anterior los autores concluyen que los sedimentos estudiados pueden clasificarse como arcillas illítico-caoliníticas con bajo contenido en la fracción arena.

López *et al.* (2007) realizaron estudios morfológicos y composicionales de depósitos sedimentarios de Tandilla, Buenos Aires, Argentina. Las características de la forma, disposición y composición de los individuos arcilíticos de estos depósitos, fueron analizadas a partir de las fotomicrografías obtenidas por la técnica de Microscopia Electrónica de Barrido con la adición de una microsonda, pudieron obtener un análisis químico semicuantitativo de la superficie. La composición mineral fue determinada con las técnicas de Difracción de Rayos X. Con los resultados obtenidos concluyeron que los Depósitos de Camilo, están compuestos predominantemente por illita con diferentes grados de sustitución. La caolinita se presenta en baja proporción y en algunas muestras es estructuralmente ordenada, esto junto con la existencia de arcillas expansivas, sugirió la existencia de distintos procesos de transformación. Los estudios morfológicos permitieron revelar la presencia de zonas satinadas rojo oscuro en las pelitas, muy distintas de los nódulos terrosos encontrados. La superficie satinada estuvo asociada posiblemente con la decantación in situ de fases oxídicas de hierro llegando a la formación de una fase cristalina (goethita).

Guyot *et al.* (2007) llevaron a cabo el estudio de la composición de los minerales de arcilla en sedimentos fluviales en la cuenca del Amazonas. Para ello, recolectaron un

total de 229 muestras distribuidas a lo largo de la cuenca y en los principales afluentes del Río Amazonas. Las muestras fueron tratadas con peróxido de hidrógeno (30%) para destruir la materia orgánica. La composición mineral fue realizada con la técnica de Difracción de Rayos X. Los resultados mostraron un predominio de illita y clorita aguas arriba, mientras que aguas abajo domina la esmectita. Por otra parte, todos los afluentes mostraron un mayor contenido de caolinita. Con estos resultados, los autores establecieron tres fuentes principales de aporte de estos sedimentos: 1) la Cordillera de los Andes, 2) el Escudo del Amazona y 3) la cuenca Piemontina.

Hao et al. (2011) realizaron un estudio mineralógico de la fracción de arcillas, a 24 muestras de sedimentos fluviales, en diferentes ríos de China. Los sedimentos fueron separados por el método de tamizado en húmedo y la mineralogía fue determinada por medio de Difracción de Rayos X. Finalmente, los autores indican que la asociación de minerales de arcilla corresponde principalmente a caolinita (75-80%), illita (11-25%) y algo de esmectita y clorita. Además, concluyen que la presencia de caolinita es debido a un aporte litológico de rocas ácidas, la esmectita y clorita posiblemente estén asociadas a una actividad tectónica.

Wu et al. (2012) llevaron a cabo el estudio mineralógico en sedimentos fluviales superficiales, en diferentes ríos de China. La separación granulométrica de los sedimentos fue realizada a través del método del tamizado en húmedo. Por su parte, el análisis mineralógico fue hecho mediante la técnica de Difracción de Rayos X. Los resultados indican que la fracción tamaño arcilla, está compuesta mayoritariamente por minerales de arcilla, entre los cuales se ubican illita como el más abundante (53 –80%), seguido de la clorita en una proporción de 13%, y contenidos menores de caolinita y esmectita con un 1–15.1% y 0.6–8.1% respectivamente. De los minerales que no forman parte del grupo de los minerales de arcillas predominaron en esta fracción el cuarzo, calcita, dolomita, albita y feldespatos potásico. Con estos análisis y tomando en cuenta las asociaciones de minerales arcilla, los autores concluyeron que dichos sedimentos poseen un bajo grado en la meteorización química.

ChuanShun et al. (2012) estudiaron la composición de los minerales de arcilla de 41 muestras de sedimentos fluviales superficiales, Taiwán. La separación granulométrica se realizó por medio del método del tamizado en húmedo hasta obtener la fracción gruesa ($>63 \mu\text{m}$) y la fracción de lodo ($<63 \mu\text{m}$). El estudio de minerales de arcilla fue realizado a la fracción de lodo usando para ello un difractor de rayos X. Los análisis indican que el mineral de arcilla mayoritario es la illita (71%) seguido de la clorita (26%), caolinita (6%) y esmectita (1%). Los autores concluyen que la presencia mayoritaria de illita y clorita corresponde principalmente a procesos de meteorización de las rocas circundantes al área en estudio y a procesos de tectonismo activo.

3.2 Antecedentes nacionales

Caraballo (1982) estudió la distribución de 271 muestras de sedimentos superficiales del Golfo de Cariaco, estado Sucre. Las muestras fueron separadas usando el método de tamizado en húmedo y pipeteo (230 micras a 4.0 phi). La composición mineralógica fue determinada a través de la técnica de Difracción de Rayos X. Sus resultados indican que dichos sedimentos están compuestos principalmente por cuarzo, feldespatos, biotita, muscovita, clorita y minerales pesados tales como andalucita, estaurilita, zircón, granate y turmalina. Finalmente, indicó que las arenas de conchas son los sedimentos que predominan en la zona occidental, mientras que las arenas limosas, los limos arenosos y limos arcillosos aparecen ocupando los sectores central y oriental. Adicionalmente, logró establecer que los minerales que están presentes en el Golfo corresponden a fuentes metamórficas y sedimentarias que afloran en el litoral.

Zapico (1992) llevó a cabo un estudio geoquímico a 52 muestras de sedimentos en el Río Caroní. A dichas muestras les realizó análisis químicos, mineralógicos y granulométricos. El análisis mineralógico fue realizado mediante la técnica de Difracción de Rayos X (DRX), con el fin de hacer un previo reconocimiento de las fases minerales presentes. Por su parte, los análisis químicos los realizó a través de la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX). Mientras que para realizar el estudio granulométrico

separó los sedimentos en sus diferentes fracciones granulométricas por medio del método del tamizado en húmedo. Sus resultados indican que los sedimentos de corriente están caracterizados como arena media. Los análisis químicos arrojaron que el aluminio y el hierro son los elementos mayoritarios en la zona de estudio, formando hidrolizatos y óxidos respectivamente. Las fases minerales identificadas fueron cuarzo, caolinita, gibbsita y en menores proporciones minerales pesados como ilmenita y circón.

Jacotte (1996) realizó un estudio granulométrico, mineralógico y químico de los sedimentos de fondo de los ríos que drenan las rocas del Complejo de Cuchivero y la Provincia de Roraima. Las muestras fueron tamizadas en húmedo y separadas en las distintas clases granulométricas. El análisis químico lo llevó a cabo por medio de la técnica de espectrometría de emisión atómica, mientras que para determinar la composición mineralógica de los sedimentos utilizó la técnica de Difracción de Rayos X. El análisis químico reveló que el silicio es el elemento químico de mayor abundancia dentro de la zona estudiada. Por su parte, el análisis mineralógico arrojó que el cuarzo, circón, gibbsita, caolinita, brookita, diáspora y en menor proporción moscovita y goethita son los minerales más comunes.

Torrealba (2002) realizó la caracterización geoquímica de las arcillas de la Formación Carapita, con la finalidad de determinar patrones de distribución de estas a lo largo de la sección de un núcleo proveniente de la Cuenca Oriental de Venezuela. Para ello tomó 38 muestras de rocas de distintas litologías, a las que les realizó una serie de análisis químicos y mineralógicos. Determinó carbono total, carbono inorgánico y orgánico, así como azufre total y extracción de bitumen. El análisis mineralógico lo llevó a cabo a través de la técnica de Difracción de Rayos X, encontrando que la fracción tamaño arcilla esta principalmente constituida por caolinita, muscovita y cuarzo y proporciones menores de minerales interestratificados como esmectita-illita.

Tosiani et al. (2005) realizaron un estudio mineralógico y textural de los sedimentos recientes frente al delta del Orinoco. Estos autores separaron las muestras en sus

fracciones granulométricas de grava, arena y lodo (arcilla + limo), mediante el método de tamizado en húmedo. Luego lograron identificar, por medio de Difracción de Rayos X, que la fracción de limos estaba constituida principalmente de cuarzo y calcita en las regiones más profundas y la fracción de arcilla estaba compuesta por caolinita, muscovita y montmorillonita. Con los resultados obtenidos concluyeron que al aumentar la profundidad, el tamaño de los sedimentos iba decreciendo hasta llegar a tamaño arcilla, típicas de zonas profundas.

Henríquez (2011) llevó a cabo la caracterización geoquímica de metales pesados en los sedimentos de fondo de la cuenca del Río Tuy, en las diferentes fracciones granulométricas separadas por el método del tamizado en húmedo. Respecto a la distribución granulométrica de estos sedimentos en la cuenca el autor indica que aguas arriba predominan las fracciones más gruesas, siendo esto atribuible a las características morfológicas y de energía del medio, mientras que aguas abajo del Río Tuy predominan las fracciones de arena medias a finas del sedimento, lo que está estrechamente relacionado con la poca energía del río y a las menores pendientes. De acuerdo con los resultados obtenidos, el autor pudo concluir que los elementos estudiados están más asociados a la materia orgánica, arcillas y oxihidróxidos cristalinos.

Nasser (2012) llevó a cabo la determinación de la distribución del C, N, P y S en la fracción limo-arcilla en 31 muestras de los sedimentos de fondo del río Tuy, a lo largo de la cuenca del río y en sus principales afluentes. De manera general el autor señala que la distribución de estas especies muestra, que las mayores concentraciones fueron encontradas en las zonas correspondientes a la Quebrada Guayas, Río Ocumarito y Quebrada Cúa, zonas que son consideradas como fuertemente intervenidas desde el punto de vista antrópico. De acuerdo a sus resultados el autor concluyó que no se obtuvo una buena correlación entre la materia orgánica encontrada y la acumulación de metales determinado por Henríquez (2011), por lo que la concentración y transporte de

los metales pesados podría estar asociada a los minerales de arcillas y los oxihidróxidos cristalinos.

Los estudios señalados anteriormente facilitan comprender y validar los procedimientos, métodos, resultados y conclusiones que se obtendrán con este proyecto de investigación.

4 ZONA DE ESTUDIO

En esta sección es expuesta toda la información referente a la ubicación, características generales y geología de la cuenca del río Tuy.

4.1 Ubicación del área de estudio:

La zona de estudio está situada en la región nor-central del país, la cual comprende la parte centro-oriental del estado Aragua y la zona central del estado Miranda. El Río Tuy nace en la vertiente sur de la Serranía del Litoral, a unos 2400 msnm, cerca del pico Codazzi, al norte de la Colonia Tovar, en el estado Aragua. Allí el río corre en dirección nor-sur, luego se desvía para tomar una dirección oeste-este hasta Boca de Paparo en el estado Miranda, por donde desemboca al Mar Caribe (Picard, 1968). Las coordenadas U.T.M para esta cuenca son: 683000E 1151700N (nacimiento) y 829000E 1150500N (desembocadura) (Henríquez, 2011).

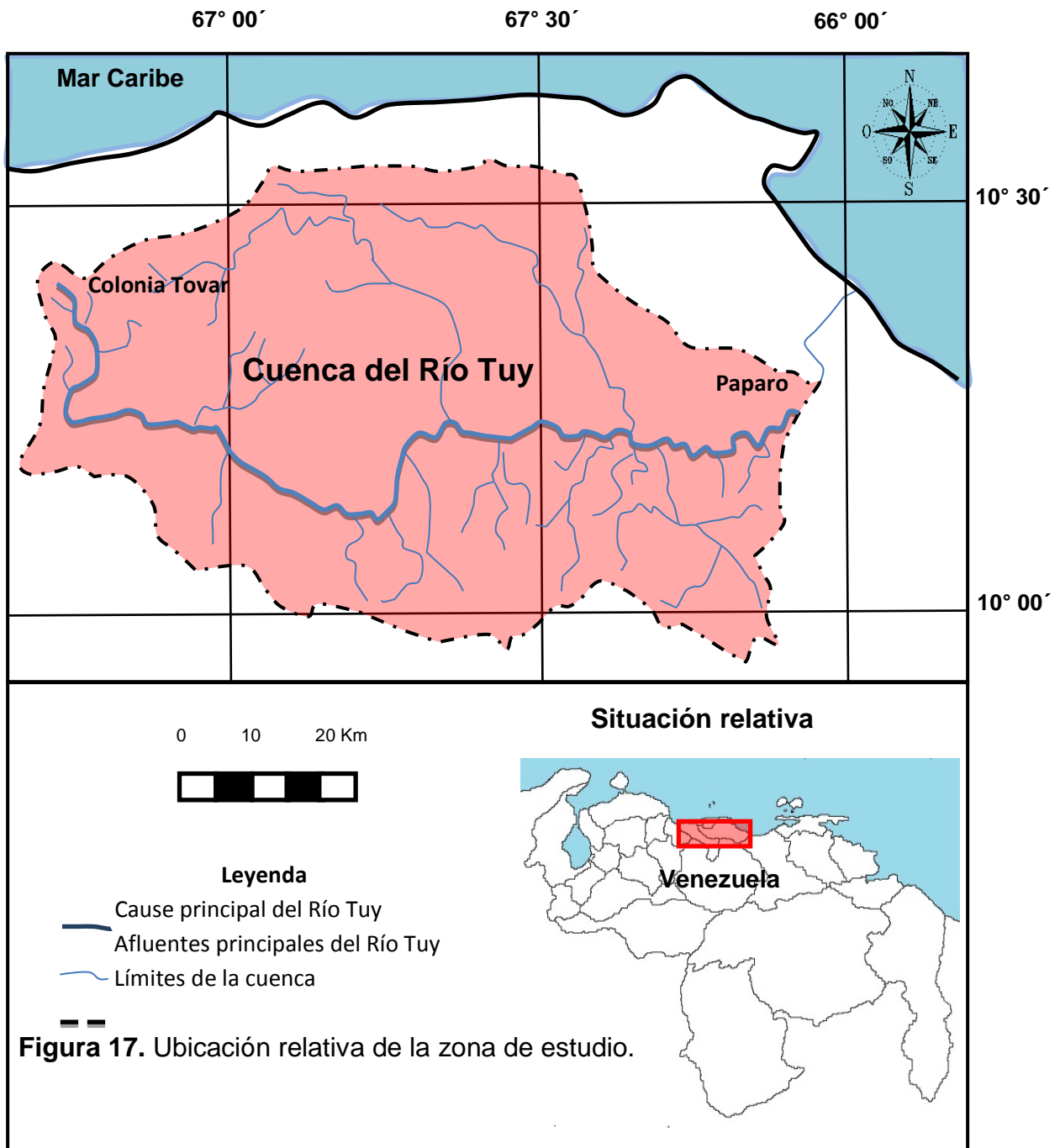
4.2 Características generales de la cuenca:

La cuenca hidrográfica del Río Tuy abarca una superficie de 6600 Km² y es drenada por el Río Tuy como corriente principal. Este presenta una longitud de aproximadamente 270 Km, desde su nacimiento hasta su desembocadura y atraviesa en su recorrido los Valles del Tuy y la Llanura de Barlovento (Zambrano, 1970). Durante su recorrido recibe el aporte de números afluentes como lo son: Quebrada Charallave, Río Ocumarito, Río Súcuta, Río Guaire, Río Taguaza, Río Caucagua, Río Macaira, Río Guare, Quebrada Guayas, Río Panaquirito, Quebrada Yaguapo, Quebrada Urba y Quebrada Sapo. Entre sus márgenes se ubican localidades de gran auge urbano, agropecuario e industrial como son: El Consejo, Las Tejerías, Guayas, Cúa, Charallave, Santa Teresa del Tuy, Hda. Buen Paso, Hda. Santa Teresa, Araguita y Los Galpones (Zambrano, 1970).

Limita al norte con la Fila Maestra de la Serranía del Litoral Central, la cual es divisoria de agua de la cuenca del Río Tuy (flanco norte), con la del Litoral Caribe Central; al sur, se encuentra la Fila Maestra de la Serranía del Interior, divisoria de agua de la cuenca del Río Tuy (flanco sur), con la cuenca de los llanos; al este limita con el Mar Caribe y al oeste, la divisoria de aguas de la cuenca del lago de Maracaibo y del Río Tuy (Zambrano, 1970).

La cuenca se caracteriza por poseer una topografía heterogénea, con alturas que van desde los 0-200 m, referidas a las subregiones de Llanuras de Barlovento y las Serranías tanto del Litoral como del Interior. Desde el punto de vista geomorfológico, predominan lomas y colinas que bordean las llanuras de Barlovento. También es posible encontrar zonas con relieves medios, cuyas alturas varían desde los 200 y 1000 metros, que a su vez comprenden las subregiones de los valles del alto y medio Tuy, así como los valles de Caracas y Guatire. Las zonas con alto relieve, que comprenden la Serranía del Litoral y las Serranías del Interior, presentan alturas que van desde 600 metros y hasta aproximadamente 2700 metros (Zambrano, 1970).

En la cuenca las temperaturas promedio se ubican entre los 25°- 30°C. En base a registros de pluviosidad mensual, se definieron dos épocas, una lluviosa (mayo a octubre) y otra seca (noviembre a abril). Con respecto a la vegetación de la cuenca, esta es de tipo herbácea, donde dominan las actividades agropecuarias referidas a zonas de cultivos (Hda. Buen Paso, Hda. Santa Teresa, Panaquire y los Galpones). También es posible encontrar vegetación tipo arbórea, en las zonas montañosas de la Serranía del Litoral y la Serranía del Interior (Zambrano, 1970).



4.3 Geología

La cuenca del Río Tuy, está enmarcada entre la Serranía del Litoral al norte y la Serranía del Interior al sur, que forman la Cordillera de la Costa (Figura 17). En la Serranía del Litoral predominan rocas meta-sedimentarias de bajo grado (esquistos cuarzo-micáceos, grafitosos y calcáreos y calizas, cuarcitas y gneis), de edad cretáceo inferior-jurásico, pertenecientes al Grupo Caracas, dicho grupo fue dividido en las siguientes formaciones: Las Brisas, Antimano, Las Mercedes, Tacagua y Peña de Mora.

Según González de Juana *et al.*, 1980, la Formación Las Brisas está constituida en un 90% de esquistos cuarzo-feldespático-moscovíticos; el 10% restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquistos cuarzo-feldespáticos, epidóticos o cloríticos, calizas, cuarcitas y metaconglomerados.

Por otra parte, la Formación Las Mercedes constituida principalmente por esquistos calcáreo-grafitoso-micáceo-sericítico, filitas grafitoso-sericíticas, calizas recristalizadas y meta arenisca, siendo la mayoría de estas rocas de tipo calcáreo. Esta unidad aflora al noreste de la cuenca de Santa Lucía y Ocumare del Tuy (Picard, 1968).

La Formación Antimano está caracterizada por presentar calizas cristalinas o mármoles macizos de color gris claro en capas gruesas, que alternan con capas delgadas de esquistos micáceos. Esta unidad suprayace al esquisto cuarzo-micáceo de la Formación Las Brisas e infrayace al esquisto calcáreo de la Formación Las Mercedes (González de Juana *et al.*, 1980).

En cuanto a las características litológicas de la Formación Tacagua, ésta consiste de esquistos verde claro, en cuya composición entran principalmente sericita y epidoto. Hacia la parte inferior de la unidad, el esquisto se hace ligeramente calcáreo y contienen bandas de cuarzo y albita, así como vetas de cuarzo, más escasas que en la Formación Las Mercedes, infrayacente (González de Juana *et al.*, 1980).

La Formación Peña de Mora fue descrita por González de Juana *et al.*, 1980, como un complejo ígneo – metamórfico que contiene ugengneises gruesos y bandeados, gneises de grano fino a medio, algunas cuarcitas delgadas, esquistos cuarzo - muscovíticos y ocasionalmente anfibolitas, mármoles delgados, así mismo dentro de esa secuencia identifica cuerpos dispersos de roca ultramáficas, máficas y félsicas.

Por su parte la Serranía del Interior predominan rocas metavolcánicas y metasedimentarias de bajo grado. Esta secuencia fue propuesta en la década de los sesenta para definir el Grupo de Villa de Cura, el cual fue dividido en las formaciones siguientes: El Caño, El Chino, Siquire, Tuy, Aramina, Caucagua, Cumaca (González de Juana *et al.*, 1980).

La Formación El Caño unidad inferior del Grupo de Villa de Cura, compuesta principalmente por metatobas afaníticas laminadas con pequeñas cantidades de lavas básicas y andesíticas. Esta unidad aflora entre San Francisco de Yare y Ocumare del Tuy (González de Juana *et al.*, 1980).

Las rocas de la Formación El Chino se caracterizan por contener un 50% de metatobas gradadas, ricas en clinopiroxeno, en una matriz de albita, algo de sericita y clorita. En las porciones media y superior, se hallan filitas clorítico-glaucofánico-lawsoníticas y filitas y ftanitas negras. También afloran rocas del tipo aglomerados volcánicos con intercalaciones de lavas piroxénicas, esquistos cuarzo-feldepáticos y meta-diabasas. Esta formación está en contacto concordante sobre la Formación El Caño (González de Juana *et al.*, 1980).

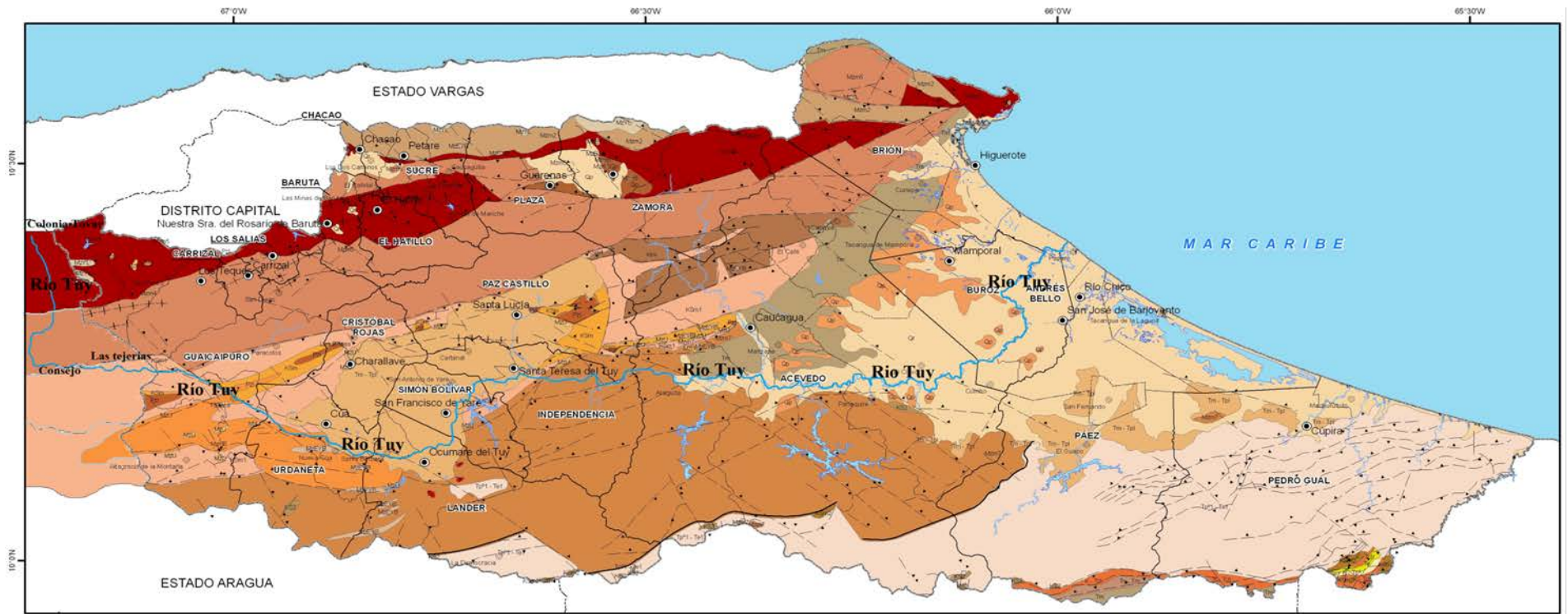
La litología de la Formación Siquire posee un origen lacustre, con rocas tipo areniscas líticas con cemento calcáreo y limolitas bien estratificadas, intercaladas con lutitas fosilíferas, conglomerados, algunas calizas y margas. Los afloramientos de esta unidad pueden ser observados al este y oeste de Santa Lucía y noreste de Santa Teresa del Tuy (Picard, 1968).

Por otro lado, la Formación Tuy aflora en la cuenca de Santa Lucía, posee un origen fluvio-lacustre y está constituida por sedimentos no consolidados, conglomerados, margas arcillas y limos con estratificación poco desarrollada (González de Juana *et al.*, 1980).

La Formación Aramina consiste de conglomerados basales, calizas impuras, lutitas arcillosas y areniscas interestratificadas. Sus afloramientos pueden observarse en la quebrada Aramina, en la carretera Caucagua-Higuerote (González de Juana *et al.*, 1980).

González de Juana *et al.*, 1980, describe a la Formación Caucagua, como una secuencia de conglomerados y arcillas de color pardo rojizo, caracterizadas por un 50% de lutitas de color canela a marrón amarillento, gris a rojo, con guijarros diseminados de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas, y algunas capas ligeramente carbonáceas; 5% de areniscas rojo oscuro a marrón, en capas delgada a masivas, friables a ligeramente endurecidas, a veces carbonáceas y un 25% de conglomerados rojos oscuros a marrón amarillento, con cantos de cuarzo y rocas metamórficas, en una matriz arcillosa.

Finalmente, las rocas que forman parte de la Formación Cumaca corresponden a lutitas grises verdosas y negras, así como arcillas lutíticas con porcentajes relativamente pequeños de areniscas. Esta unidad se ubica en la quebrada Cumaca al suroeste de Caucagua (González de Juana *et al.*, 1980).



LEYENDA

TIPO DE ESTRUCTURA GEOLÓGICA		LITOLOGÍA	
—	CONTACTO DE ALOCTONIA	■	COMPLEJO DE CHACUAL
—▲—	FALLAS	■	COMPLEJOS ULTRAMAFICOS Y OFIOLITAS
- - -	PLEGUES Y FLEXIONES	■	CRET. INF. METAMORFIZADO FORMACION CHUSPITA
—		■	CRET. SUP. METAMORFIZADO FORM. MUCARIA, SERRANIA DEL INTERIOR
—		■	CRET. SUP. METAMORFIZADO FORM. MURAGUATA, FORM. URAPE, FORM. PARACOTOS
■	CRET. SUP. METAMORFIZADO ROCAS DE CONOROPA	■	FORMACION PIEDRAS BLANCAS SERRANIA DEL INTERIOR
■	CRETACEO SUPERIOR SIN DIFERENCIAR	■	FORMACION TUY
■	DEPOSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES, DEPOSITOS DE FLUJOS TORRENCIALES	■	MESOZOICO METAMORFIZADO FORM. TIARA, FORM TIRAMUTO
■	DEPOSITOS DEL PLEISTOCENO O FORMACION MAMPORAL	■	MESOZOICO METAMORFIZADO FORMACION ANTIMANO
■	DEPOSITOS DEL PLEISTOCENO O TERRAZAS EN DEPRESIONES INTRAMONTANAS	■	MESOZOICO METAMORFIZADO FORMACION LAS BRISAS
■	FORM. AREO, FORM LOS JABILLOS SERRANIA DEL INTERIOR	■	MESOZOICO METAMORFIZADO FORMACION LAS MERCEDES
■	FORM. MATATERE, FORM. RIO GUACHE, FORM. GUARCO SERIES FLYSCH SERRANIA DEL INTER	■	MESOZOICO METAMORFIZADO FORMACION PEÑA DE MORÁ
■	FORMACION ARAMINA, FORMACION CUMACA, FORMACION CAUCAGUA	■	MESOZOICO METAMORFIZADO GRUPO VILLA DE CURA FORM. EL CHINO
■		■	PALEOZOICO INFERIOR COMPLEJO GRANITICO DE SEBASTOPOL
■		■	ROCAS EFUSIVAS E INTRUSIVAS ACIDAS
■		■	ROCAS INTRUSIVAS ACIDAS
■		■	SECUENCIAS FORMACION VIDOÑO
■		■	TERCIARIO PALEOCENO SIN DIFERENCIAR



SITUACIÓN RELATIVA NACIONAL



SIGNOS CONVENCIONALES

●	CAPITAL MUNICIPAL	- - -	LIMITE PARROQUIAL
○	CAPITAL PARROQUIA	—	RIOS PRINCIPALES
—	LIMITE ESTADAL	—	CUERPOS DE AGUA
—	LIMITE MUNICIPAL		

Figura 17. Mapa geológico de la cuenca del Río Tuy.

5 METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

Para la realización de ésta investigación, el trabajo fue dividido en 3 fases: recolección de las muestras, tratamiento físico y análisis mineralógico y morfológico de las mismas. Dichas fases serán explicadas detalladamente a continuación.

5.1 FASE 1: Recolección de las muestras.

La colecta de las muestras fue llevada a cabo durante el lapso comprendido entre los meses julio, agosto y septiembre de 2010, abarcando una distancia aproximada de 260 Km, desde su nacimiento en la Colonia Tovar y hasta su desembocadura en Boca de Páparo (Picard, 1968). El plan de muestreo consistió en 4 estaciones de muestreo a lo largo de la Cuenca del Río Tuy, así como también 5 puntos de muestreo referidos a los principales afluentes del mismo. Todo ello se encuentra enmarcado en los siguientes criterios de muestreo:

- ✓ Abarcar la mayor longitud de la cuenca.
- ✓ Diferencias litológicas presentes.
- ✓ Actividades industriales y agrícolas.

La figura 19 muestra la ubicación de los puntos de muestreo, mientras que las tablas 2 y 3 muestran la distancia entre estos en relación al pico Codazzi y los afluentes.

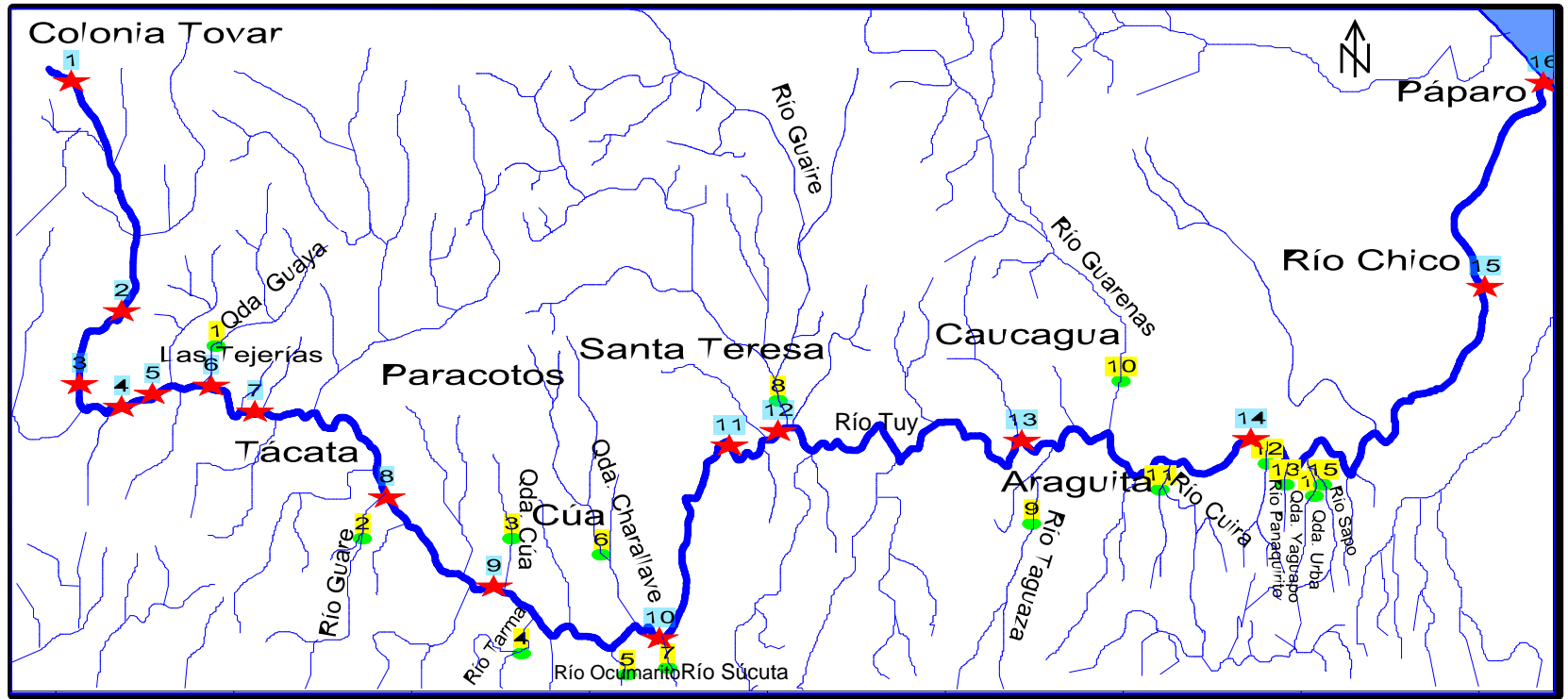


Figura 19. Ubicación de los puntos de muestreo.

Tabla 2. Puntos de muestreo en la cuenca del Río Tuy y su distancia con respecto al Pico Codazzi, tomado de Henríquez, 2011.

Punto de muestreo	Ubicación	Coordenadas U.T.M	Distancia (km)	Efluentes
Hda. Buen Paso	San francisco	694500E; 1138000N	20,6	Agropecuaria y doméstica
Guayas	Curiepe-Las Tejerías	702800E; 1134100N	39,9	Industrial principalmente
Araguita	Araguita	779500E; 1131800N	144,1	Doméstica
Boca de Paparo	Paparo	829000E; 1150500N	262,0	Desembocadura

Tabla 3. Afluentes importantes de la Cuenca del Río Tuy, tomado de Henríquez 2011.

Afluente	Coordenadas U.T.M	Ubicación	Distancia (km)
Qda. Guayas	702822E 1123300N	Las Tejerías	39,4
Río Guare	719300E 1128400N	Tacata	58,5
Río Guaire	757800E 1133500N	Mopia en Santa Teresa	116,7
Río Taguaza	782000E 1123900N	Las Delicias –La Pastora	151,3
Río Caucagua	789100E 1133200N	Mendoza	160,7

Una vez recolectados los sedimentos, estos fueron tamizados en la fracción de 120 mallas, con el fin de obtener la mayor cantidad de muestra necesaria para los posteriores análisis mineralógicos y morfológicos a realizar. Los sedimentos recolectados del cauce del río fueron homogeneizados y cuarteados hasta conseguir aproximadamente 2Kg de muestra; luego almacenados en bolsas plásticas previamente rotuladas y refrigeradas hasta su tratamiento en el laboratorio.

5.2 FASE 2: Tratamiento físico de las muestras.

Esta fase consistió en la obtención de la fracción menor a 63 micras mediante el método de tamizado en húmedo. Para ello, se empleó una mínima cantidad de agua, de manera que su volumen no excediera los 1000 mL. El tamiz utilizado fue de acero inoxidable. Finalmente, todas las muestras fueron pesadas en una balanza analítica y almacenadas en bolsas plásticas limpias y debidamente rotuladas.

5.3 FASE 3: Análisis mineralógico y morfológico de las muestras

En este apartado se llevó a cabo el procedimiento descrito en la figura 19, con el único objetivo de separar las fracciones de limo y arcillas que constituyen la fracción lodo. Posterior a ello, fueron realizados los análisis mineralógicos y morfológicos de cada una de las fracciones, mediante las técnicas descritas anteriormente en la revisión bibliográfica.

5.3.1.1 Disgregación y dispersión

Para lograr la disgregación y dispersión de las muestras, fueron tomados aproximadamente 10 gramos de la muestra de lodo y colocados en un vaso precipitado de 500 mL y se les añadió 100 mL de agua deionizada. Dado el pequeño tamaño de partícula de las arcillas, las suspensiones de arcillas en agua son de naturaleza coloidal y las dispersiones coloidales se caracterizan por la tendencia de sus partículas a agregarse, siendo este el objetivo buscado (González, 2000). Posteriormente, fueron colocados en un agitador ultrasónico, por un tiempo de 15 min. Pasado ese tiempo, se dejaron en reposo, por un tiempo adicional de 8 horas y 10 minutos.

5.3.1.2 Separación de las arcillas

La separación de las arcillas, fue realizada por medio del método de gravedad, en el cual las partículas tamaño arcilla son separadas de los componentes de mayor tamaño de acuerdo a sus velocidades de sedimentación (Besoain, 1985).

5.3.1.2.1 Método de gravedad

Una vez que la muestra fue retirada del ultrasonido se dejó reposar un tiempo de 8 horas y 10 minutos aproximadamente, para que las partículas mayores de 2 micrómetros sedimentaran (limos) (Besoain, 1985). Este tiempo, fue determinado midiendo la temperatura del agua del agitador ultrasónico. Los tiempos necesarios requeridos fueron:

20° C	22° C	24° C
8 h 10 min.	7 h 45 min.	7 h 20 min.

Posteriormente, se pipeteo a un segundo vaso precipitado de 200 mL, el material suspendido en los 10 cm superiores del primer vaso de precipitado. Esta suspensión contenía la fracción menor a 2 micrómetros (arcillas). Seguidamente, se dejó decantar la solución, teniendo cuidado de no perder arcillas floculadas en el fondo del vaso precipitado. Finalmente, las fracciones obtenidas, tanto las arcillas floculadas, como la fracción >2 μ m remanente sólido (limos), les fueron realizados los análisis mineralógicos y morfológicos correspondientes.

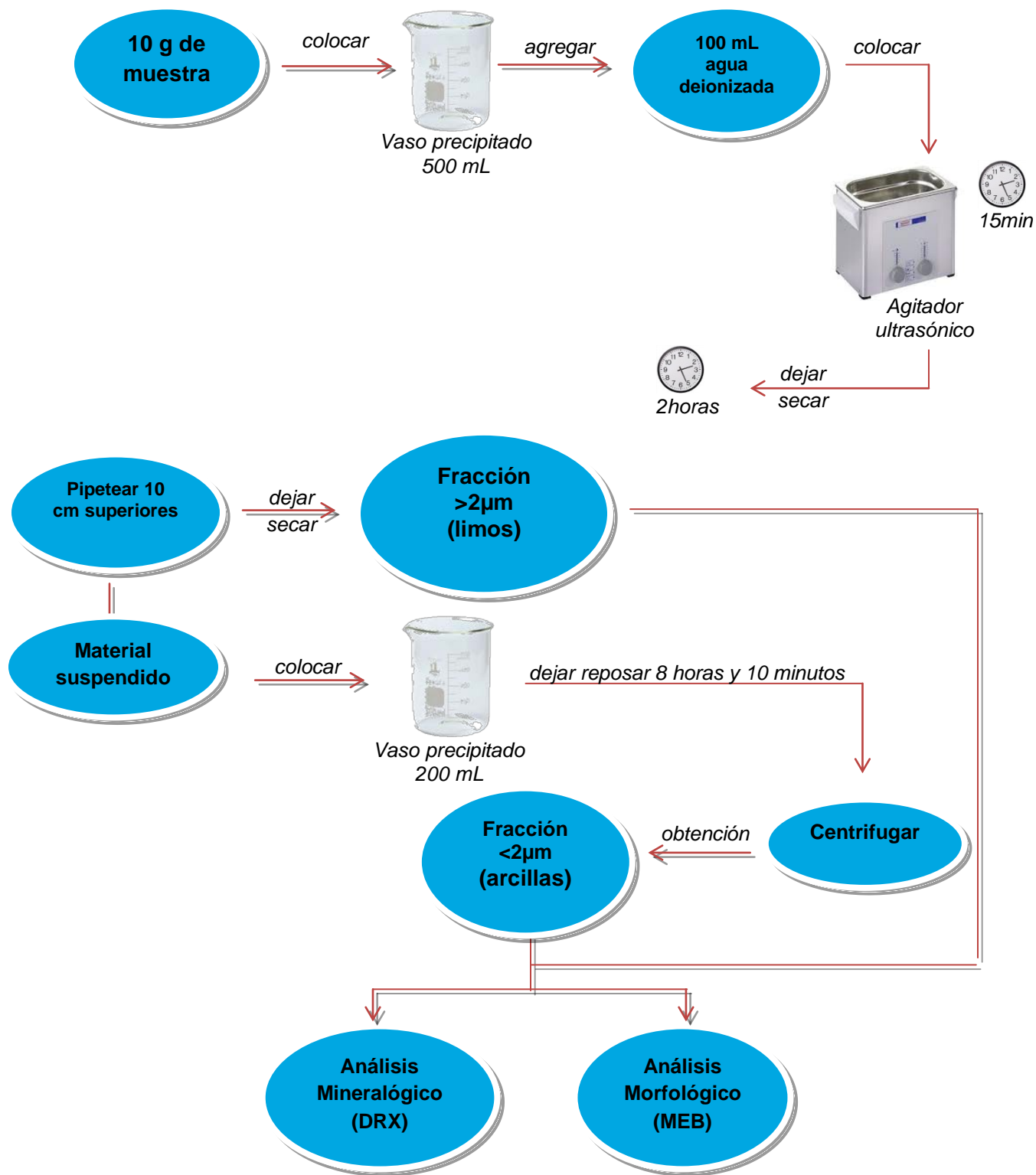


Figura 19. Esquema de la metodología experimental para la Difracción de Rayos X.

5.3.1.3 Preparación de las muestras para el análisis mineralógico

Una vez separadas las fracciones de limo y arcilla en la fracción lodo, estas fueron analizadas mediante la técnica de difracción de rayos X, con el objetivo de conocer su composición mineral.

Con la finalidad de generar un difractograma de referencia de cada una de las muestras fue realizada una preparación cruda de las mismas, esta consistió en agregar aproximadamente 2 gramos de muestra a un mortero de ágata, para homogeneizar las partículas, teniendo cuidado de no aplicar mucha fuerza. Posterior a ello, este contenido fue colocado en el portamuestra del equipo de difracción para realizar el análisis mineralógico correspondiente (Starkey *et al.*, 1984).

Una vez analizadas las muestras en crudo, en el caso particular de las aquellas que presentaron fracción arcillosa (Hda. Buen Paso, Guayas, Río Guare, Río Taguaza y Boca de Paparo) les fueron preparados un total de tres portaobjetos, expuestos estos a distintas condiciones (orientación, calentamiento y solvatación con etilenglicol).

La preparación de los portaobjetos comenzó grabando el número de muestra al reverso del mismo, fueron colocados en un área limpia, plana y bien espaciados unos de otros (10 cm). Para obtener una superficie muy homogénea de la fracción de arcilla sobre el portaobjeto, fue realizado una suspensión de estas con agua deionizada en el mortero de ágata. Seguidamente, con una pipeta de 5 mL, se vertió sobre los portaobjetos la suspensión arcillosa, cuidando de no tocar el portaobjeto con la pipeta y de no superar el volumen de 3 mL, ya que esta es la cantidad que aceptará el portaobjeto antes de romper la tensión superficial y derramarse sobre el mesón (Starkey *et al.*, 1984).

Luego se dejó reposar cada uno de los portaobjetos con la fracción de arcillas por un tiempo de 12 horas. Después de secadas las láminas, estas fueron analizadas directamente en el equipo de Difracción de Rayos X, en su preparación orientada.

Como se mencionó en la revisión bibliográfica, una de las técnicas más empleadas para el análisis de minerales arcillosos es la DRX, la cual aporta información tanto mayor orden existe en las estructuras de estos compuestos. Debido a que la cristalinidad, como expresión de orden de estos minerales, es relativamente baja, esta técnica no resulta tan concluyente e inequívoca a menos que consiga una ordenación adicional. Esta ordenación se consigue aprovechando que estos minerales por su estructura laminar desarrollan formas bidimensionales que mediante una preparación adecuada pueden disponerse en haces paralelos. Mediante estas preparaciones es posible conseguir una ordenación de las hojas individuales que después se hallan dispuestas paralelamente con lo que una de las familias de planos reticulares (001) producirá picos de difracción muy relevantes minimizándose otros máximos difratométricos del mineral (Llevat *et al.*, 2005). Lo anterior sustenta la preparación orientada realizada a cada una de las fracciones arcillosas.

Una segunda lámina denominada *preparación glicolada* fue colocada dentro de un desecador, conjuntamente con una cápsula de etilenglicol, durante 4 horas, con el objetivo de hinchar las arcillas expansivas en la zona intercapa. La tercera preparación, denominada *preparación calcinada*, fue insertada dentro de una mufla a 550 °C por un periodo de 2 horas, con la finalidad de observar las variaciones en la cristalinidad y variaciones del espaciado de la zona de intercapa en algunos minerales de arcilla (Starkey *et al.*, 1984). Sin embargo, a pesar de que esta preparación fue realizada, no fue posible analizarla por la técnica de difracción, esto debido a que para el momento del análisis, el equipo a utilizar presentó inconvenientes en su funcionamiento.

5.3.1.4 Identificación de minerales

Para la identificación de los minerales de arcilla presentes en las muestras analizadas sin orientación (método del polvo) fueron utilizadas tablas del JCPDS (Joint Comitee on Powder Diffraction Standars) mientras que la identificación de los minerales de arcilla en las preparaciones orientadas y glicoladas fue realiza mediante la guía propuesta por la

USGS (Starkey *et al.*, 1984), el software de evaluación EVA 3.0 acoplado al equipo de difracción, así como difractogramas provenientes de muestras patrones existentes en el laboratorio de Difracción de Rayos X.

6 PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En esta sección serán presentados y discutidos cada uno de los resultados obtenidos por medio de la metodología experimental empleada en el tratamiento de los sedimentos de la cuenca del Río Tuy. Primeramente, será discutida la mineralogía de la fracción lodo (limos y arcillas) y la morfología asociada a la misma; para finalizar con los análisis químicos puntuales realizados a la fracción de arcillas.

6.1 Mineralógica de la fracción limo (0.0625 – 0.0312 mm) y arcilla (<0,0039 mm)

La identificación de las fases minerales presentes en la fracción analizada fue llevada a cabo mediante la técnica de difracción de rayos X. Para ello fueron comparados los difractogramas obtenidos en la preparación cruda y la glicolada, correspondiente a cada una de las nueve 9 muestras analizadas durante el desarrollo de este trabajo. La elucidación de los difractogramas obtenidos para cada muestra fue llevada a cabo mediante la utilización de las tablas de identificación JCPDS y los patrones minerales de interés para este estudio, los cuales se encuentran disponibles en la base de datos del programa de evaluación EVA 3.0 con el que cuenta el equipo de rayos X. Los criterios empleados en la identificación de los minerales que componen la fracción limo de las muestras objeto de estudio fueron los siguientes: a) la variación en la intensidad de los picos b) desplazamiento de los picos y c) mineralogía total de las muestras.

La muestra **RT1** que corresponde a la muestra captada en las cercanías de la Hacienda Buen Paso, ubicada en las cabeceras del río, está constituida principalmente por Cuarzo (SiO_2), Plagioclasa tipo albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), y Calcita (CaCO_3) (figura 21).

F Hacienda Buen Paso

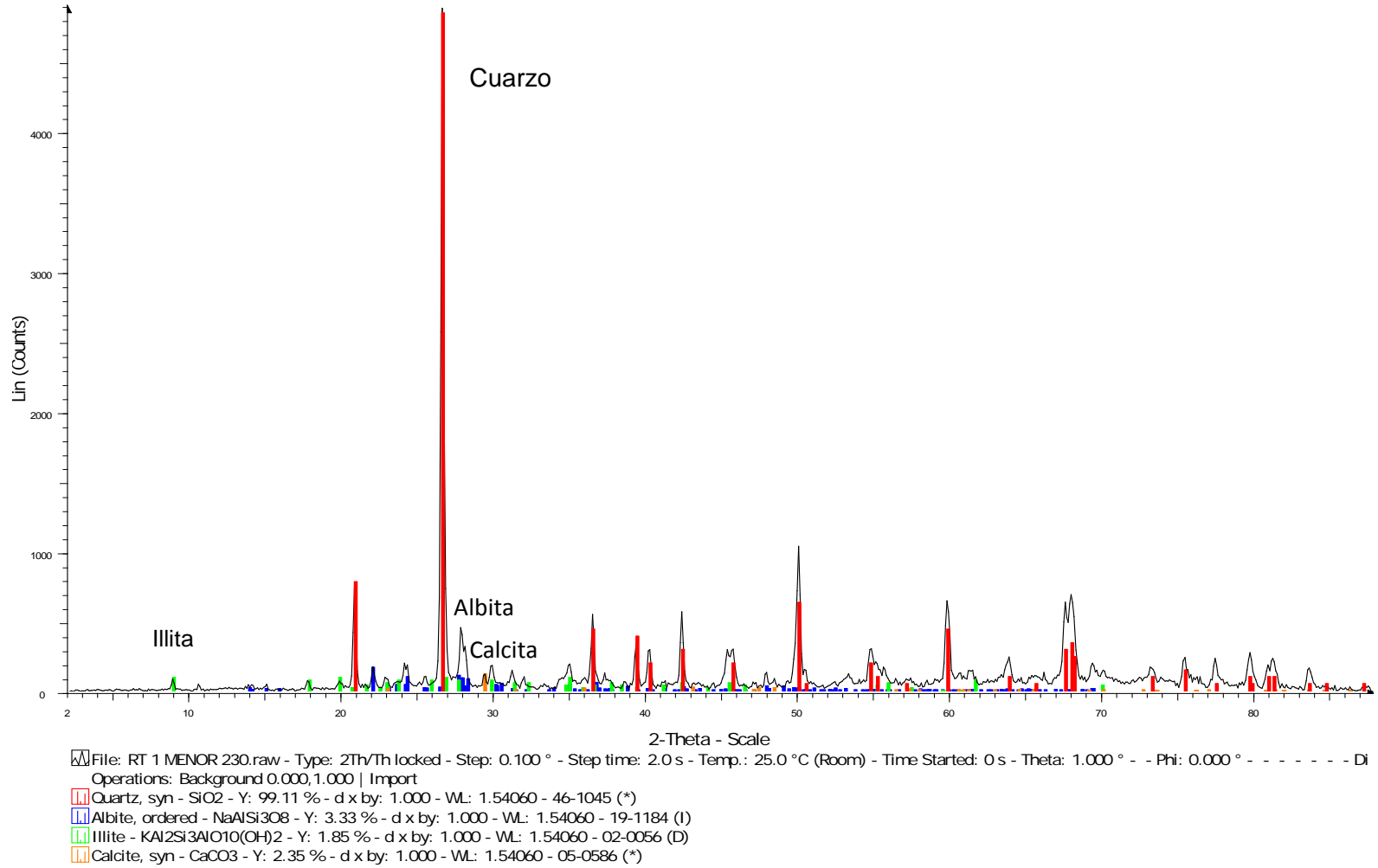


Figura 21. Difractograma de la muestra Hacienda Buen Paso fracción limo.

En la preparación cruda de dicha muestra el cuarzo fue identificado por la presencia de sus picos característicos observados en 3,341 y 4,271 Å. Es preciso destacar que la señal por excelencia de este mineral es el pico correspondiente a 3,341 Å, sin embargo, las otras señales del cuarzo poseen intensidades relativamente altas por lo que su reconocimiento en los difractogramas fue más sencillo.

Su distribución está controlada directamente por el porcentaje inicial en el que se encuentra en la roca fuente. De acuerdo al mapa geológico de la zona (figura 18), el punto donde fue recolectada la muestra, predominan las rocas del Esquistos de Las Mercedes, la cual se encuentra constituida por esquistos cuarzo-moscovítico-calcítico-grafitoso, presentando un porcentaje aproximado de cuarzo igual a 40%. Dichas rocas al estar expuestas a la superficie experimentan procesos de erosión y meteorización, pudieran estar aportando este mineral a la cuenca del río objeto de estudio.

La identificación de los picos ubicados en las distancias 3,190 y 4,030 Å facilitó el reconocimiento de plagioclasa. Su existencia en dicho punto de muestreo puede ser atribuido directamente con aportes litológicos de las rocas que componen el Esquisto de Las Mercedes, ya que de acuerdo a las características de la zona, se ubican también esquistos albíticos – grafitosos, rocas que al estar expuesta a procesos de erosión y meteorización pudieran aportarlo a la cuenca del río Tuy.

Por su parte, las señales observadas en las distancias 4,978 y 9,972 Å permiten identificar la presencia del mineral illita. En relación a lo anterior, éste mineral secundario o neoforado en el ambiente superficial pudo originarse por la meteorización química de feldespatos (Feldespato potásico, principalmente) presentes en las rocas de la formación Las Brisas, que según González de Juana *et al.*, 1980, está constituida en un 90% de esquistos cuarzo-feldespático-moscovíticos; el 10% restante lo constituyen, esquistos cuarzo-feldespáticos, calizas, cuarcitas y

metaconglomerados, las cuales se encuentran enmarcadas dentro del contexto regional del área de estudio.

Otra fase mineral identificada fue la calcita, con señales características en las distancias 3,026 y 3,874 Å. De la misma manera que el caso del cuarzo, la presencia de este mineral en el área de estudio es posible asociarlo directamente con aportes litológicos inherentes del Esquito de Las Mercedes y la Formación Las Brisas. Como se explicó anteriormente, estas rocas presentan altos porcentajes de este mineral (aproximadamente un 23%) y estando expuestas a procesos de erosión y de meteorización son capaces de aportar este mineral a la cuenca del río, pudiendo de esta manera ser detectado en la fracción limo.

Una vez realizada la separación de las fracciones de limo y arcilla, la muestra en cuestión no arrojó mucha información en su preparación cruda en la fracción tamaño arcilla (figura 21), motivo por el cual la composición mineralógica detectada en esta fracción será explicada usando el difractograma de la preparación orientada (figura 23).

La muestra de Hda. Buen Paso en su fracción tamaño arcilla está compuesta principalmente de: Cuarzo (SiO_2), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al, Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Con esta composición queda en evidencia algunas similitudes y diferencias con los minerales encontrados en la fracción limo de esta muestra.

Como puede observarse el cuarzo es detectado en ambas fracciones, no solo en este punto de muestreo sino en todas las estaciones que reportaron fracción arcillosa. Esto puede atribuirse principalmente a un posible aporte de cuarzo microcristalino de las formaciones geológicas que drenan la cuenca del Río Tuy. Otra posible explicación a su detección mediante la técnica de difracción de rayos X, es que el proceso de separación entre limos y arcillas no haya resultado tan eficiente como se esperaba, de tal manera que algunos granos de limo enriquecidos en este mineral se hayan mezclado con el material arcilloso.

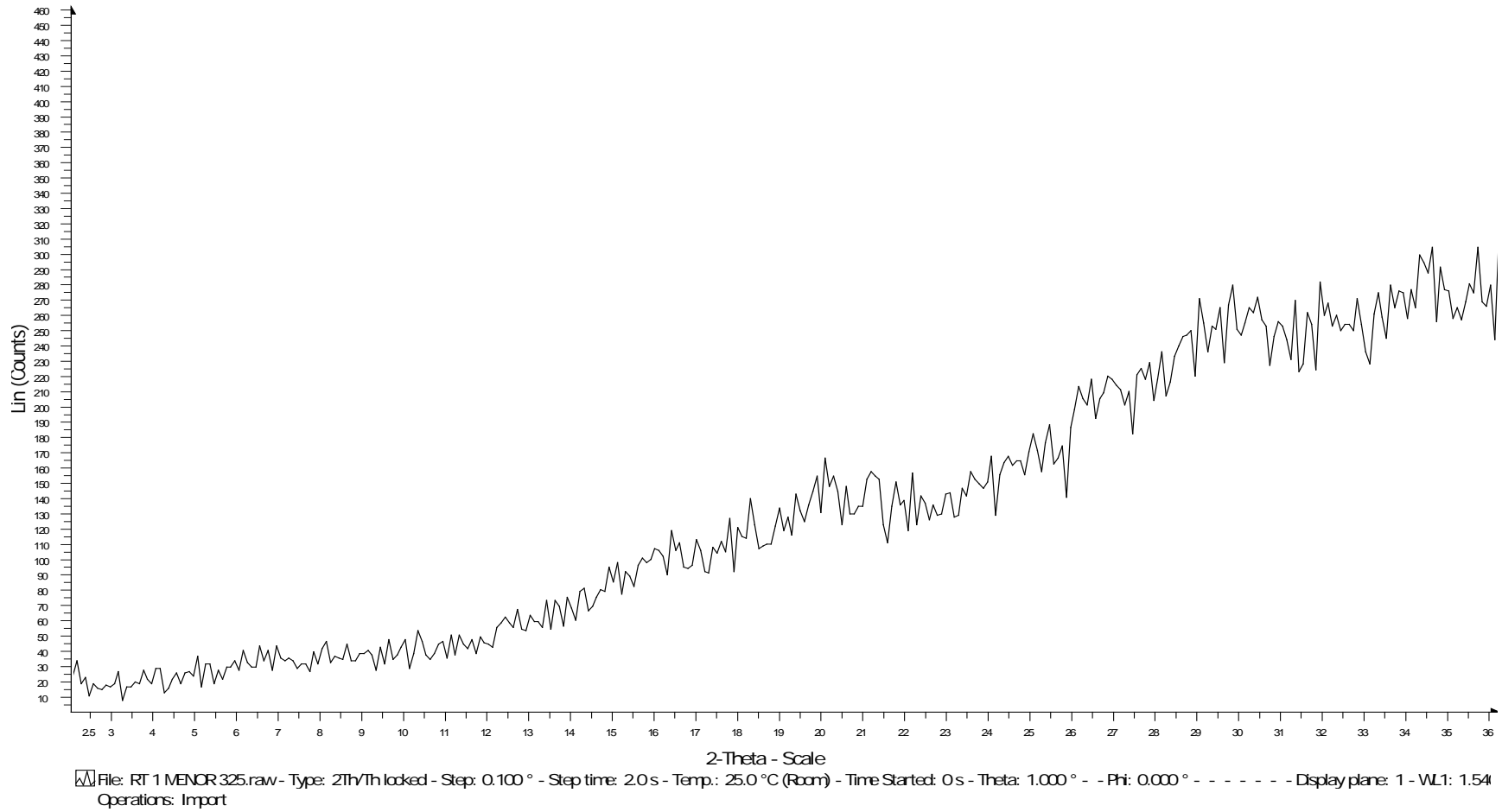
RT**Hacienda Buen Paso**

Figura 22. Difractograma de la muestra Hacienda Buen Paso fracción arcilla, preparación cruda.

RT 1 M

Hacienda Buen Paso

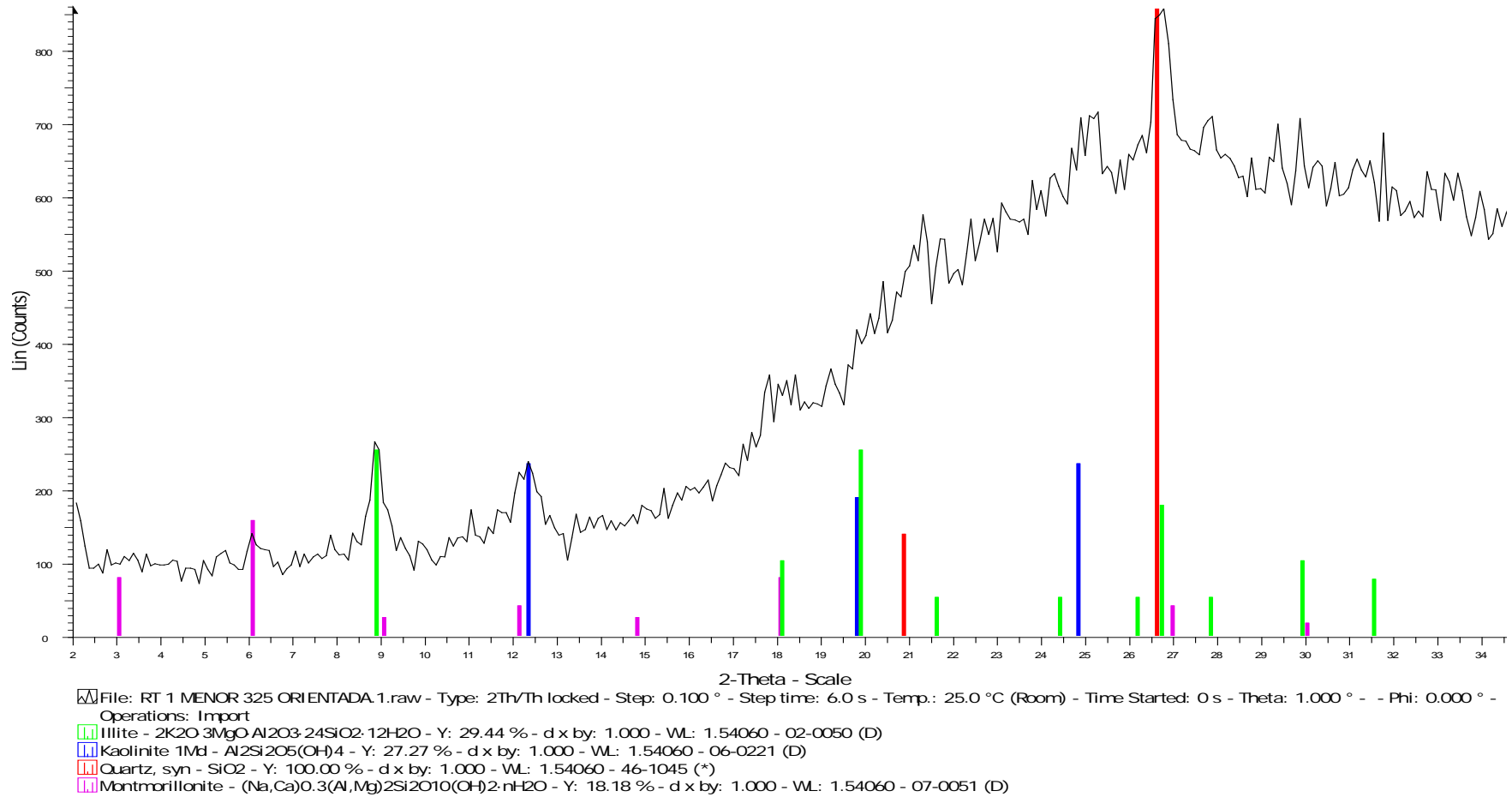


Figura 23. Difractograma de la muestra Hacienda Buen Paso fracción arcilla, preparación orientada.

Una diferencia bastante notable es la ausencia de los minerales calcita y albita en la fracción tamaño arcilla. Este hecho puede ser atribuible a ambas fases minerales presentan afinidad granulométrica con las fracciones más gruesas del sedimento, en este caso la fracción de limo (Caraballo, 1982b). Lo que imposibilita su detección en la fracción arcillosa. Aunado a esto, se encuentra que tanto la calcita como la albita son minerales más densos ($2,71 \text{ g/cm}^3$ y $2,61 \text{ g/cm}^3$ correspondientemente) en comparación a los minerales de arcilla, por lo cual al momento de separar las fracciones de limo y arcilla ambos sedimentan con las partículas >2 micrómetros (Dercourt y Paquet, 1978).

De acuerdo a los datos reportados por Navarro (2011) la zona de Hda. Buen Paso se caracteriza por un pH ligeramente alcalino (7,7) y una alcalinidad de 139,5 ($\text{HCO}_3^- \text{ mg/L}$). Dichos parámetros fisicoquímicos condicionan la formación de algunos minerales de arcilla en ese punto de muestreo. Bajo estas condiciones las fases minerales como la caolinita y la montmorillonita se ven favorecidas, respecto a la illita.

Como se explicó anteriormente en las fracciones tamaño limo, tanto la illita como la caolinita, pudieron formarse por la meteorización de feldespatos (principalmente potásicos) presentes en las formación Las Brisas y el Esquisto de Las Mercedes. Aún cuando ambos minerales necesitan condiciones distintas para su generación (drenaje y precipitaciones), encontrarlas en el mismo punto de muestreo puede ser atribuido principalmente a una posible mezcla de los sedimentos analizados, es decir, fuentes de sedimentos con distintos grados de meteorización.

Por su parte, la montmorillonita pudo haberse formado de igual manera por la meteorización química que pudieron experimentar algunos de los minerales (aluminosilicatos cálcicos) presentes en las rocas de las formaciones antes mencionadas, con condiciones muy similares a las de la illita (drenaje y precipitación), exceptuando el hecho de que esta no necesita un medio con elevadas concentraciones de potasio.

Para corroborar la presencia de minerales de arcilla expansivos, se llevó a cabo la preparación glicolada de dicha muestra (figura 24). En la misma puede observarse como las señales ciertamente aumentan un poco su intensidad, así como la simetría de sus picos.

Haciendo una comparación con ambos difractogramas superpuestos, es de apreciar como el pico característico de la illita desaparece en la preparación glicolada, esto puede deberse a varias razones. Una de estas, es que es muy probable que la proporción de materia orgánica en esta muestra sea muy alta y al no realizar su eliminación con peróxido de hidrogeno, ésta este enmascarando algunas señales.

Por su parte el difractograma de la muestra **RT4** tomada en la localidad de Guayas (figura 25), correspondiente a la fracción limo, presenta la siguiente composición mineral: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Ortoclasa ($\text{KAl}(\text{Si}_3\text{O}_8)$), Calcita (CaCO_3) y Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$).

Las intensidades características de los picos del cuarzo en la preparación cruda, se ubicaron en las distancias 3,351 y 4,245 Å. La presencia de cuarzo en este punto de muestreo puede atribuirse al igual que en el caso anterior a un aporte litológico neto de las rocas que drenan en el cauce principal del río Tuy. De acuerdo a la bibliografía consultada, la litología de la zona se encuentra enmarcada dentro del Complejo El Tinaco, y según lo reportado por González de Juana *et al.*, (1980) existe una predominancia de rocas metasedimentarias, entre las que se encuentran: gneises hornabléndicos - biotíticos, gneises cuarzo - plagioclásicos, esquistos moscovíticos, esquistos cloríticos y esquistos conglomeráticos. Lo anterior refuerza el hecho de que el cuarzo se encuentre presente en ese punto de muestreo, así como también su posible asociación con la litología circundante.

RT 1 ME

Hacienda Buen Paso

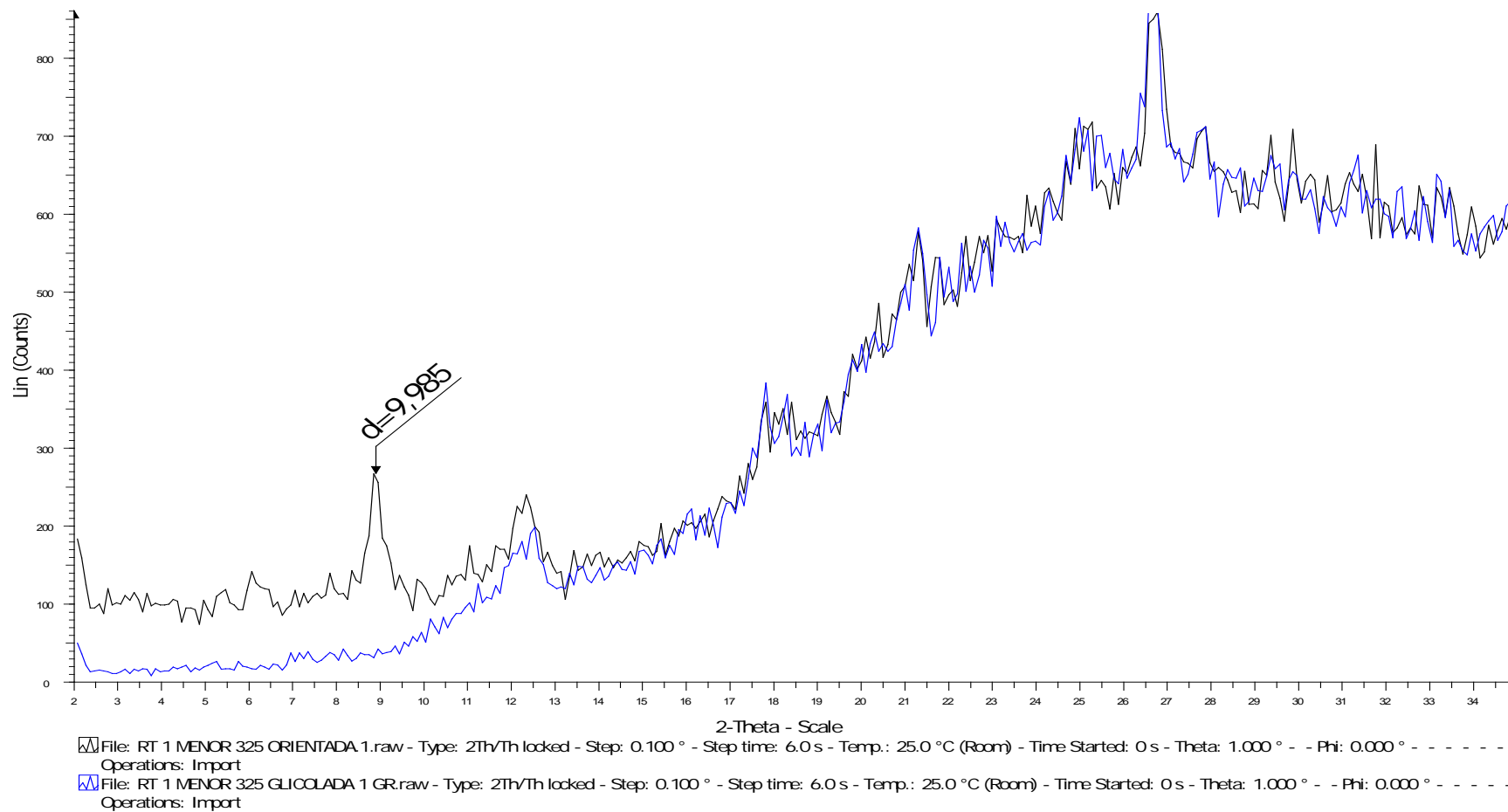
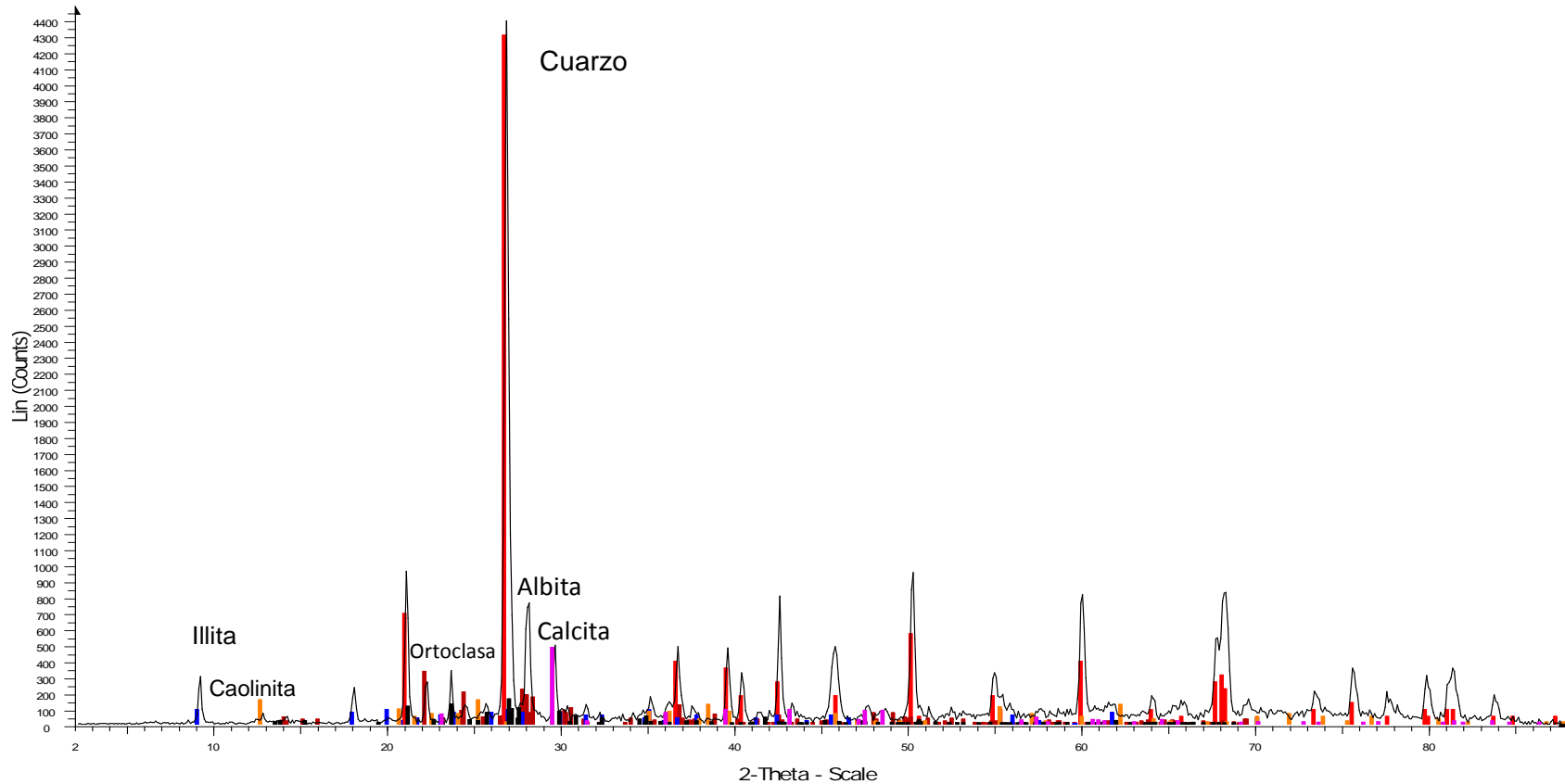


Figura 24. Difractograma de la muestra Hacienda Buen Paso fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.

Otro mineral que fue reconocido a través de la técnica de rayos X en la muestra en cuestión fue la albita, cuyos picos característicos se ubicaron en las distancias 3,701 y 4,132 Å. Es importante destacar, que a pesar de que el difractograma arrojó una mayor concordancia de los picos con la albita, se tomará sólo el hecho de que haya plagioclasa, ya que al ser esto una solución sólida entre albita – anortita, el equipo de difracción presenta limitaciones para distinguir con bastante precisión entre ambos extremos. La presencia de esta plagioclasa al igual que en el caso del cuarzo, puede ser relacionada directamente con un aporte litológico de las rocas metasedimentarias del Complejo El Tinaco, así como también a las rocas que pertenecen a las Metavolcánicas de Tiara y al Complejo Ofiolítico de Lomas, que teniendo altos contenidos de plagioclasas en su composición, pueden experimentar procesos de erosión y meteorización aportándolo al cauce del río Tuy.

Otra fase mineral reconocida en esta muestra fue la ortoclasa, cuyas señales se ubicaron en las distancias 3,310 y 3,774 Å. La presencia de este mineral puede ser atribuida igualmente a un aporte litológico de las rocas circundantes al punto de muestreo, las cuales mineralógicamente están compuestas en su mayoría por minerales félsicos como el cuarzo y feldespatos, entre estos últimos la ortoclasa. La predominancia de los feldespatos entre los minerales de la litósfera hace que su desaparición por meteorización sea cuantitativamente la más importante reacción química desde la solidificación de la corteza terrestre (Besoain, 1985). Los feldespatos desde el punto de vista de los ciclos de meteorización geológica, tienen una persistencia efímera, comportándose como el material de partida para la formación de minerales secundarios. Tal es el caso de la illita y la caolinita.

Guayas



File: RT 4 MENOR 230.raw - Type: 2Th/Th locked - Step: 0.100 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25.0 °C (Room) - Time Started: 0 s - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.000 ° - - - - - Di
 Operations: Smooth 0.050 | Background 0.000,1.000 | Import
 Quartz, syn - SiO₂ - Y: 96.29 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060 - 46-1045 (*)
 Albite, ordered - NaAlSi₃O₈ - Y: 7.28 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060 - 19-1184 (I)
 Illite - KAl₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ - Y: 1.92 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060 - 02-0056 (D)
 Kaolinite - Al₂Si₂O₅(OH)₄ - Y: 3.30 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060 - 03-0058 (D)
 Orthoclase - KAlSi₃O₈ - Y: 3.39 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060 - 31-0966 (*)
 Calcite, syn - CaCO₃ - Y: 10.63 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060 - 05-0586 (*)

Figura 25. Difractograma de la muestra Guayas, fracción limo.

Las señales observadas en las distancias 4,438 y 9,970 Å permiten identificar la presencia del mineral illita, siendo éste un mineral neoformado en el ambiente superficial, pudo formarse como se indicó anteriormente a partir de la meteorización química de feldespatos, principalmente potásicos, presentes en las rocas metasedimentarias del Complejo El Tinaco, específicamente el gneis cuarzo-plagioclásicos que lo compone.

Por su parte, para la caolinita sus picos característicos se ubicaron en las distancias 4,178 y 7,012 Å, presentando buena intensidad que favoreció su identificación. Esta fase mineral, al igual que en el caso de la illita, es un mineral neoformado que pudo formarse a través de la meteorización de feldespatos contenidos en las rocas del Complejo El Tinaco. Sin embargo, las condiciones de formación para este mineral son un poco distintas en comparación con la illita. En general, son condiciones de precipitación abundante, desbasificación, desilicatación. Un aspecto importante a destacar, es que a pesar de formarse en diferentes condiciones, que ambos minerales neoformados se encuentren juntos puede ser atribuido a varias razones, entre las que destacan: que los sedimentos encontrados en esa zona sean mezcla de una fuente meteorizada con otra sometida a un grado mayor de meteorización.

Como última fase mineral reconocida en esta muestra en su fracción tamaño arcilla, encontramos a la calcita. Los picos ubicados en las distancias 1,786 y 3,026 Å facilitaron su identificación. Al igual que en el caso del cuarzo, la presencia de este carbonato cálcico puede atribuirse principalmente a aportes litológicos de las rocas que componen los mármoles del Complejo El Tinaco.

En relación a la composición mineral de la muestra de Guayas en su fracción de arcilla fueron identificados los siguientes minerales: Cuarzo (SiO_2), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2.n\text{H}_2\text{O}$) (figura 26).

Guayas

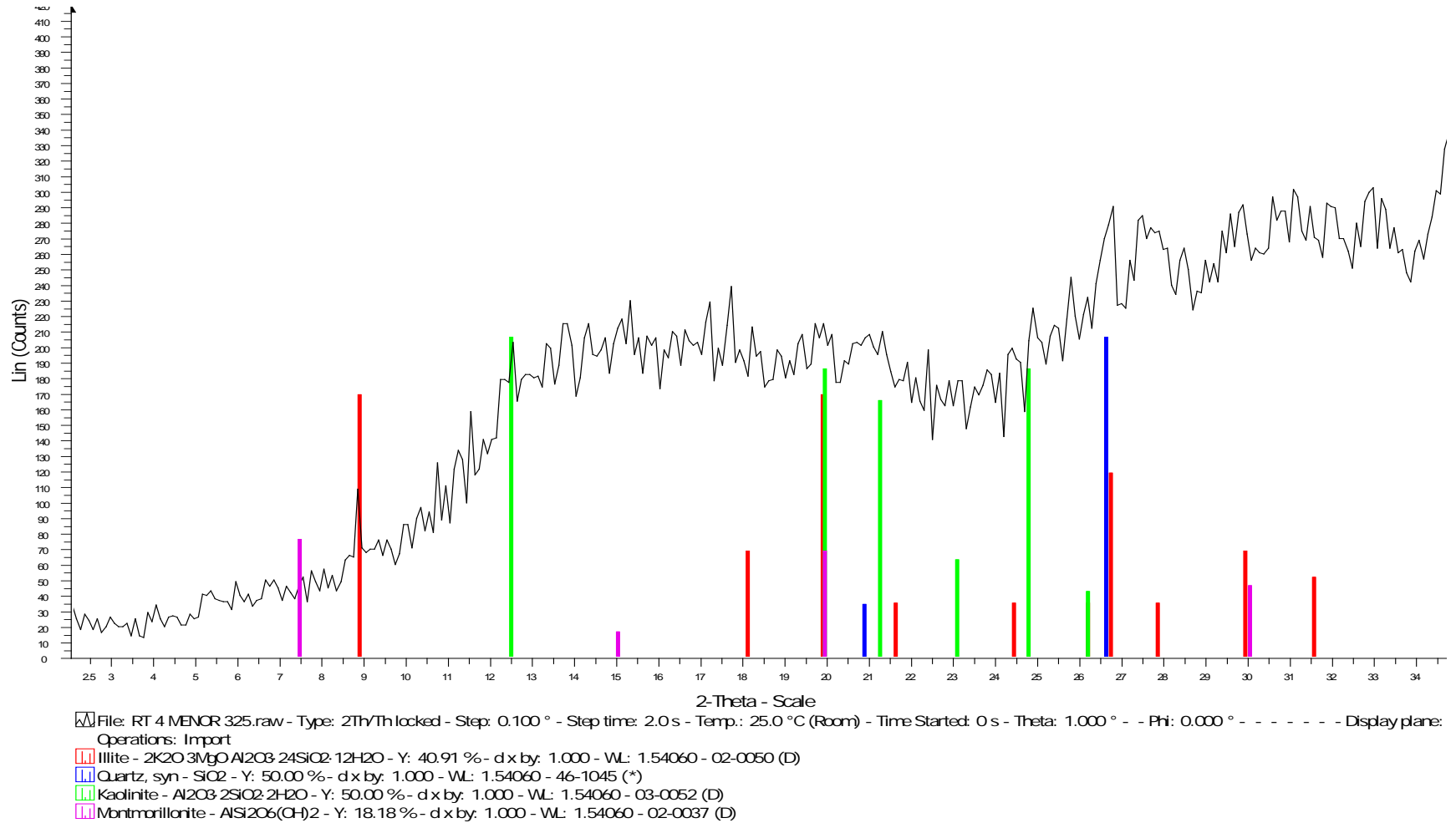


Figura 26. Difractograma de la muestra Guayas, fracción arcilla, preparación cruda.

Detallando la composición mineral encontrada en la fracción de arcilla de la muestra recolectada en Guayas, es posible notar algunas diferencias sustanciales. En la fracción de limos predominan minerales primarios (cuarzo, ortoclasa y la albita), mientras que en la fracción de arcillas prevalecen los minerales secundarios o neoformados. Esta diferencia puede atribuirse como en el caso anterior a que dichos minerales no poseen afinidad granulométrica con las fracciones más finas del sedimento, en este caso las arcillas, por lo cual era de esperar que al realizar la separación de las fracciones de limo y arcillas, estos sedimentaran con las partículas más gruesas (Caraballo, 1982b).

La presencia de cuarzo en la fracción de arcilla puede ser atribuida a dos razones fundamentales y que fueron descritas anteriormente (aporte microcristalino de cuarzo y eficiencia del método de separación entre limo y arcillas).

Otras de las fases minerales detectadas en la muestra en cuestión fueron la illita y la caolinita. Ambas minerales neoformados, producto principalmente de la meteorización de feldespatos, presentes en las rocas que constituyen las formaciones antes mencionadas, en cuya litología existe la presencia de esquistos cuarzo-feldespáticos-moscovíticos, esquistos cuarzo-feldespáticos, esquistos cuarzo-moscovíticos, entre otras. A pesar de generarse con condiciones distintas, encontrarlas en el mismo punto de muestreo puede atribuirse a una posible mezcla de sedimentos con grados de meteorización diferentes.

Un aspecto importante a destacar, es que a pesar de que el programa EVA 3.0 arrojó una mayor concordancia en las distancias 3,221 y 13,94 Å con la montmorillonita, no se puede aseverar con total certeza de que ese pico pertenezca a ese mineral, ya que pudiese incluso confundirse con el fondo instrumental del equipo. Sin embargo, en la figura 27, donde se observa la superposición de los difractogramas orientados y glicolados de esta muestra, es posible afirmar la presencia de esta fase mineral en la muestra Guayas.

RT 4 ME

Guayas

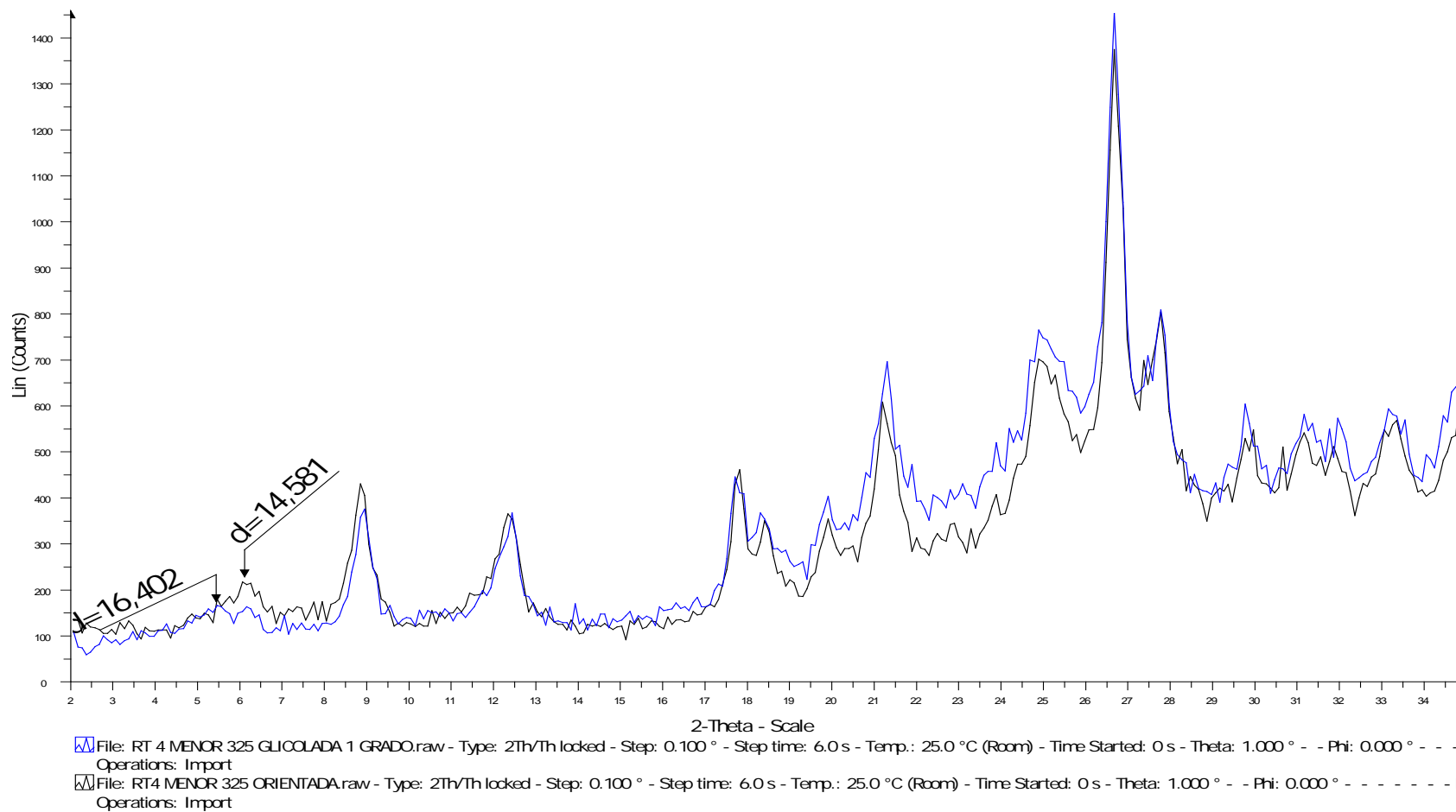


Figura 27. Difractograma de la muestra Guayas, fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.

En la figura 28 se puede apreciar el difractograma correspondiente a la muestra **RT5** en su preparación cruda, ubicada geográficamente en Qda. Guayas. En relación a lo anterior, se puede observar que la composición mineral de este punto de muestreo consta principalmente de: Cuarzo (SiO_2), Calcita (CaCO_3), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$).

El cuarzo pudo reconocerse fácilmente por la presencia de sus picos característicos en las distancias 3,343 y 4,267 Å. La existencia del cuarzo en este punto de muestreo sugiere un aporte litológico cercano con una abundante concentración de este mineral. Uno de ellos es el aporte de granos de cuarzo por parte del Esquisto de Las Mercedes, donde existen en su mayoría rocas esquistosas con abundantes concentraciones de esta fase mineral (40% aproximadamente) (González de Juana *et al.*, 1980).

Por su parte, las señales ubicadas en las distancias 1,698 y 3,874 Å permitieron la identificación del mineral calcita. Al igual que en el caso del cuarzo, su presencia en este punto de muestro se encuentra estrechamente relacionado a un aporte litológico de las rocas que drenan la cuenca del río Tuy. La litología de esta zona se enmarca dentro de la Secuencia Metasedimentaria de Caracas, cuyo Esquisto de Las Mercedes, presenta elevadas concentraciones de calcita, (23%) en su composición mineral. La meteorización de la litología predominante (esquisto cuarzo-moscovítico-calcítico-grafitoso) puede aportar esta fase mineral a la cuenca del río objeto de estudio.

Los picos localizados en las distancias 4,438 y 9.845 Å en la preparación cruda de la muestra, corresponden al mineral illita, mientras que para la caolinita sus señales características se ubicaron en las distancias 4,178 y 7,012 Å. Ambas fases minerales son neoformados en el ambiente superficial y pudieron haberse formado principalmente por la meteorización química de feldespatos, presentes en las roca que componen el Esquisto de Las Mercedes.

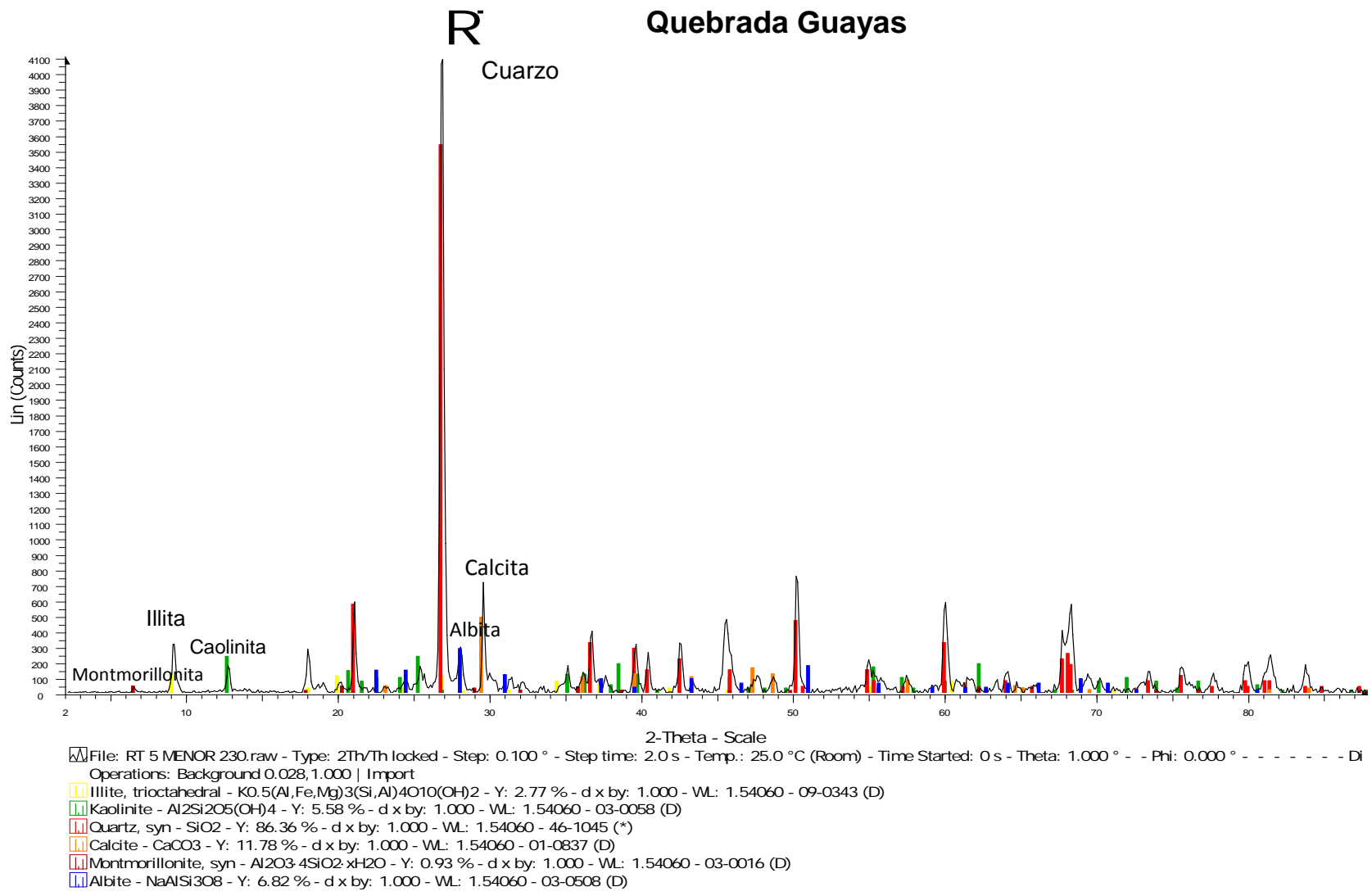


Figura 28. Difractograma de la muestra Qda. Guayas, fracción limo.

De acuerdo a lo propuesto por González de Juana et al. (1980), dichas rocas se encuentran intercaladas con metareniscas feldespáticas y cuarzosas, así como también con metaconglomerados cuarzo-feldespáticos-calcáreos. Aunque el material de partida pudiera ser el mismo para ambas, difieren en sus condiciones de formación. Aún cuando las condiciones de generación son distintas, el encontrarlas en este punto puede explicarse suponiendo que los sedimentos encontrados estén compuestos por una mezcla de una fuente meteorizada con otra fuente con un grado mayor de meteorización.

La última fase mineral reconocida en este punto fue la montmorillonita, cuyas señales características se ubicaron en las distancias 13,945 y 3,223 Å. Este siendo un mineral neoforado pudo formase por la meteorización química de algunos aluminosilicatos principalmente cálcicos presentes en las rocas de tipo esquistos cloríticos y hornabléndicos.

Para determinar la composición mineral de la fracción limo a lo largo de la cuenca del río Tuy, fue captada una muestra en las cercanías del río Guare, el cual es un afluente no contaminado del río Tuy. De acuerdo a la figura 29, la muestra **RT6** se encuentra compuesta principalmente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$).

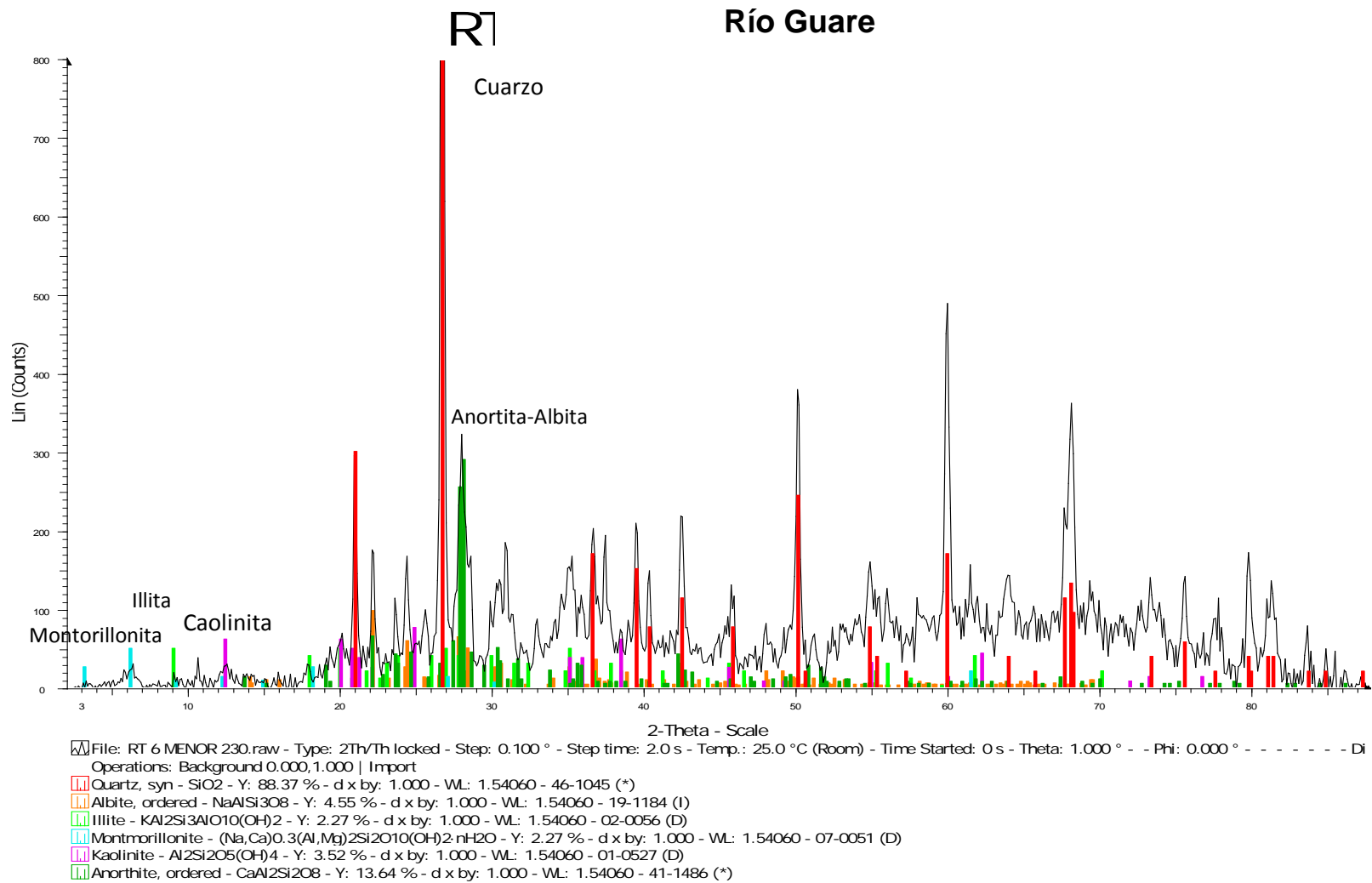


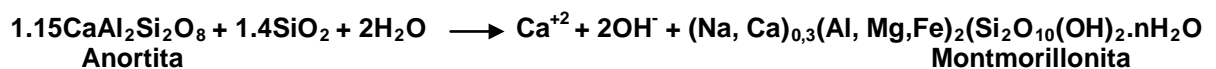
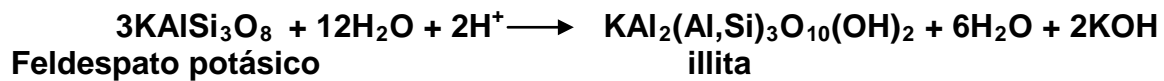
Figura 29. Difractograma de la muestra Río Guare, fracción limo.

Las señales observadas en las distancias 3,490 Å y 4,271 Å facilitaron la identificación de la fase mineral cuarzo. Este es un mineral resistente y por ende estable frente a procesos erosivos y de meteorización ocurridos en la superficie terrestre. A su vez, es uno de los minerales de mayor abundancia en rocas ígneas, metamórficas y metasedimentarias (Besoain, 1985). Lo anterior sustenta el hecho de que el cuarzo se encuentra en este punto de muestreo, ya que la litología de la zona se enmarca dentro de la Serranía del Litoral, donde predominan rocas metasedimentarias de bajo grado, entre las que destacan esquistos cuarzo-micáceos, grafitosos y calcáreos y calizas, cuarcitas y gneises. Uno de los posibles aportes litológicos de este mineral a la cuenca lo constituyen las rocas del Esquisto de Las Mercedes, Esquisto de Chuspita, Filitas de Tucunemo y Paracotos y el Complejo El Tinaco.

Por su parte, las señales observadas en las distancias 3,190 y 3,660 Å corresponden al mineral albita, mientras que para la anortita sus picos característicos se ubican en 4,043 y 4,689 Å. Como se explicó anteriormente, la presencia de albita y anortita se tomará solo como plagioclasa, sin hacer referencia a su composición sódica o cálcica. La existencia de esta fase mineral en la zona puede atribuirse a un aporte litológico inherente de las rocas que drenan la cuenca del río, no solo en ese punto sino aguas arriba de dicho sistema fluvial (Esquisto de Las Mercedes, Esquisto de Chuspita, Filitas de Tucunemo y Paracotos, así como las Metavolcánicas de Tiara y el Complejo Ofiolítico de Lomas). Es importante destacar que las rocas de Tucunemo y Paracotos consisten principalmente de filitas carbonáceas arenosas que varían a meta areniscas y limolitas cuarzo feldespáticas, encontrándose también cantidades menores de areniscas de grano grueso y conglomerados cuarzo-calcáreos.

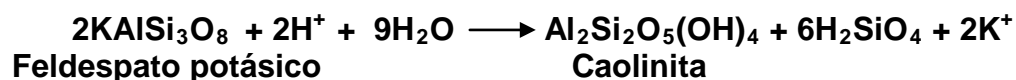
Los picos observados en las distancias 9,972 y 4,484 Å corresponden al mineral illita, mientras que para la caolinita dichos picos se ubicaron en las distancias 7,019 y 4,176 Å. Para la montmorillonita las señales que facilitaron su reconocimiento estuvieron en las distancias 13,890 Å y 3,198 Å.

Keller (1968) plantea que la formación de la illita está favorecida por las siguientes condiciones: adecuada cantidad de sílice, presencia de iones Ca^{+2} , Mg^{+2} y Fe^{+2} , aguas superficiales ácidas, potasio en solución y elevadas concentraciones del mismo para incluirse como catión de intercambio. Este ambiente es bastante similar para promover la formación de la montmorillonita, exceptuando el requerimiento del potasio en el medio. Dos reacciones que esquematizan la formación de la illita (a partir de Feld-K) y la montmorillonita (a partir de plagioclasas) son las siguientes:



Así por ejemplo, la bien conocida reacción de alteración del feldespato potásico mediante una hidrólisis incipiente (Malgarejo, 2003) que pudieron experimentar las rocas del Esquisto de Las Mercedes, Esquisto de Chuspita, Filitas de Tucunemo y Paracotos y el Complejo El Tinaco, produjo un residuo rico en illita o montmorillonita, dependiendo de la composición del material de partida.

Por su parte, la caolinita al igual que la illita pudo haberse formado por la meteorización de feldespatos potásicos presentes en las rocas metasedimentarias de las formaciones antes mencionadas, enmarcadas dentro del contexto regional de la zona de estudio. La ecuación abajo señalada esquematiza la formación de la caolinita a partir de la meteorización de feldespato potásico (Malgarejo, 2003).



La presencia de la caolinita y la illita en el mismo punto de muestreo, a pesar de formarse bajo condiciones distintas, puede deberse muy probablemente a una mezcla de los sedimentos analizados en este punto, es decir, una fuente meteorizada con otra

que presenta un grado mayor de meteorización. Sin embargo no se descarta un aporte de partículas arcillosas de los puntos localizados aguas arriba, y que pueden provenir de diferentes litologías, ya que de acuerdo a lo establecido por Caraballo (1982c) una de las características de estos minerales es mantenerse suspendidos y recorrer largas distancias.

Un aspecto importante a destacar en este punto de muestreo, son las elevadas concentraciones de Ni encontrados por Henríquez (2011) de aproximadamente de 120 ppm, lo que es atribuido a factores netamente litológicos de la zona, específicamente de las rocas ultramáficas del Complejo Ofiolítico de Lomas y las Metavolcánicas de Tiara.

Respecto a la fracción tamaño arcilla de este punto, la misma presenta una gran similitud mineralógica, de las fases minerales identificadas. De acuerdo a los resultados obtenidos la misma está compuesta por: Cuarzo (SiO_2), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al, Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y Goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$) (figura 30).

Al realizar una comparación de las fases minerales identificadas en las fracciones de limo y arcilla es posible notar que la mayoría de los minerales reconocidos en la fracción de limo son los mismos que los detectados en la fracción tamaño arcilla, exceptuando el caso particular del Oxihidróxido de hierro (Goethita) encontrado.

La goethita corresponde a un hidróxido de hierro, muy abundante en sedimentos, y pudo formarse bajo condiciones de oxidación como producto de la meteorización de minerales que contienen hierro, como aquellos que componen las rocas ultramáficas del Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro y las Metavolcánicas de Tiara. De acuerdo a los parámetros medidos por Navarro (2011) en la zona de Guare predomina un pH alcalino (8,1) y una alcalinidad promedio de 199,1 (HCO_3^- mg/L), lo que favorece la formación de fases minerales como este Oxihidróxido identificado.

F

Río Guare

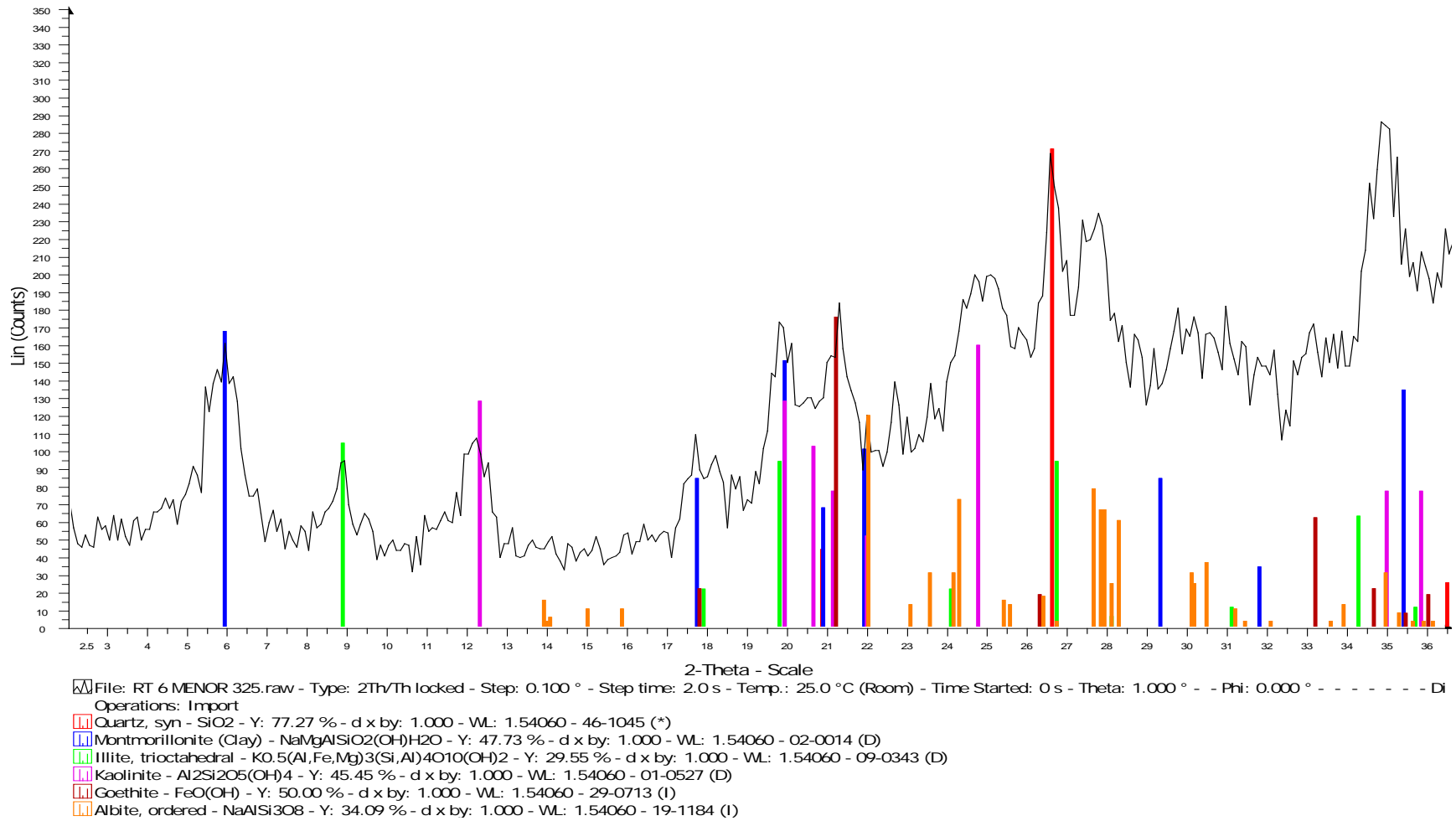


Figura 30. Difractograma de la muestra río Guare fracción arcilla, preparación cruda.

Bajo condiciones alcalinas como las que predominan en la zona de Guare, también se favorece la formación de minerales de arcilla como la montmorillonita (Navarro, 2002). En la figura 31, es posible apreciar como la superposición de los difractogramas de las preparaciones orientada y glicolada de la muestra en cuestión, confirma la presencia de minerales de arcilla expansivos, tal es el caso de la montmorillonita, cuya señal característica al ser expuesta a un ambiente saturado con etilenglicol, se desplaza ligeramente de 14,501 a 16,101 Å, pudiendo inferir que se trata de una montmorillonita cálcica-sódica.

Con respecto a la fracción limo, de la muestra RT19 captada en la localidad del río Guaire (figura 32) en su preparación cruda, es posible observar que está compuesta principalmente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Calcita (CaCO_3), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$).

La identificación de los picos ubicados en las distancias de 3,349 y 4,267 Å permitió el reconocimiento del mineral cuarzo. El cauce del río Guaire atraviesa litologías metasedimentarias de las formaciones Tuy y Siquire, las cuales según lo reportado por González de Juana *et al.* (1980) consisten no solo de sedimentos finos sino que presentan una intercalación constante y monótona de capas gruesas, de gravas heterogéneas, conglomerados líticos mal consolidados y areniscas bien estratificadas. Los cantos provienen de las rocas metamórficas de los esquistos de Las Mercedes, Chuspita y Las Brisas hacia el norte; Formación Urape, Filita de Paracotos y Grupo Villa de Cura en el resto de la cuenca.

Por su parte, la calcita fue reconocida por la presencia de sus picos característicos en las distancias de 1,695 y 3,025 Å. La litología de la zona incluye rocas sedimentarias entre las que destacan calizas, margas y areniscas líticas con cemento calcáreo pertenecientes a las formaciones Tuy y Siquire (González de Juana *et al.*, 1980). Tomando en cuenta las características litológicas de las adyacencias es posible afirmar que la presencia y la distribución de la calcita en la zona al igual que en el caso del cuarzo, está relacionado con un aporte litológico de las formaciones antes descritas.

RT6 ME

Río Guare

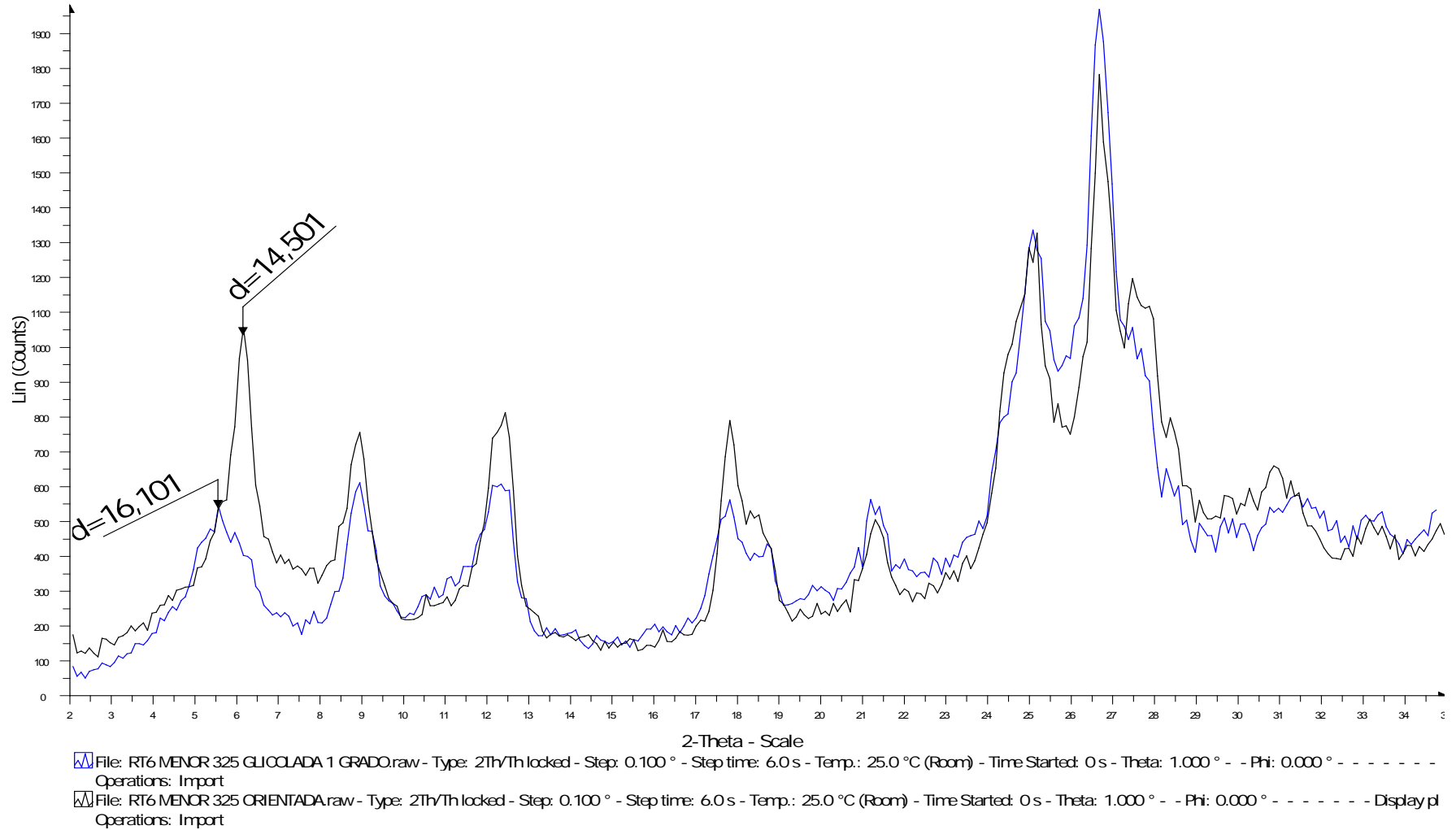


Figura 31. Difractograma de la muestra río Guare fracción arcilla, preparación orientada + glicolada

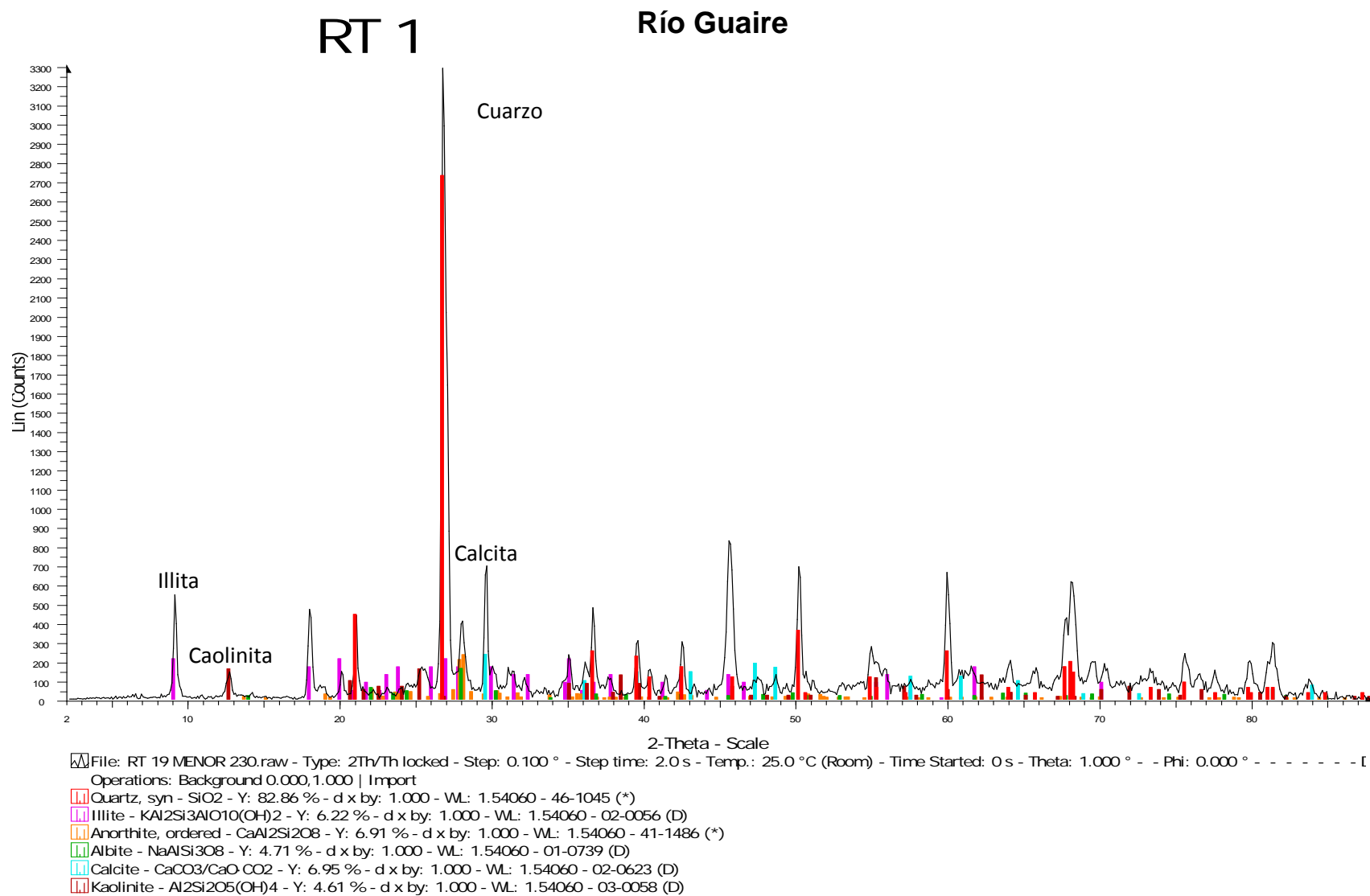


Figura 32. Difractograma de la muestra río Guaire, fracción limo

Otras fases minerales reconocidas en la muestra RT19 fueron la anortita y la albita. Las señales características correspondiente a este mineral se ubicaron en las distancias 3,027 y 3,701 Å para la albita, mientras que para la anortita se ubicaron en 4,689 y 4,043 Å. Su presencia puede atribuirse a un aporte litológico de las rocas que drenan la cuenca del río Tuy, no solo en ese punto de muestreo, sino de las formaciones que se ubican aguas arriba, tanto de la secuencia Metasedimentaria de Caracas (esquistos cuarzo-moscovítico, esquistos cuarzo-plagioclásicos), así como las rocas volcansedimentarias de la Serranía del Interior.

Las señales observadas en las distancias 4,438 y 9,873 Å corresponden a los picos característicos de la illita, mientras que la caolinita fue identificada por los picos ubicados en las distancias 4,186 y 7,987 Å. Atendiendo a las características litológicas de la zona, es posible inferir que la presencia de estos minerales está relacionado con un aporte de las formaciones Tuy y Siquire, en cuya composición predominan rocas sedimentarias de tipo lutitas, limolitas y margas. Sin embargo, no se debe descartar que tanto la illita como la caolinita provengan de la meteorización química de algunos minerales como los feldespatos y micas que están presentes en las rocas de las formaciones ubicadas aguas arriba de río Tuy, las cuales una vez experimentado procesos de erosión y meteorización pueden aportar estos minerales a la cuenca de dicho sistema fluvial.

Para el caso de la muestra **RT17** captada en la localidad de Araguaita en el cauce del río Tuy, está compuesta principalmente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$) (figura 33).

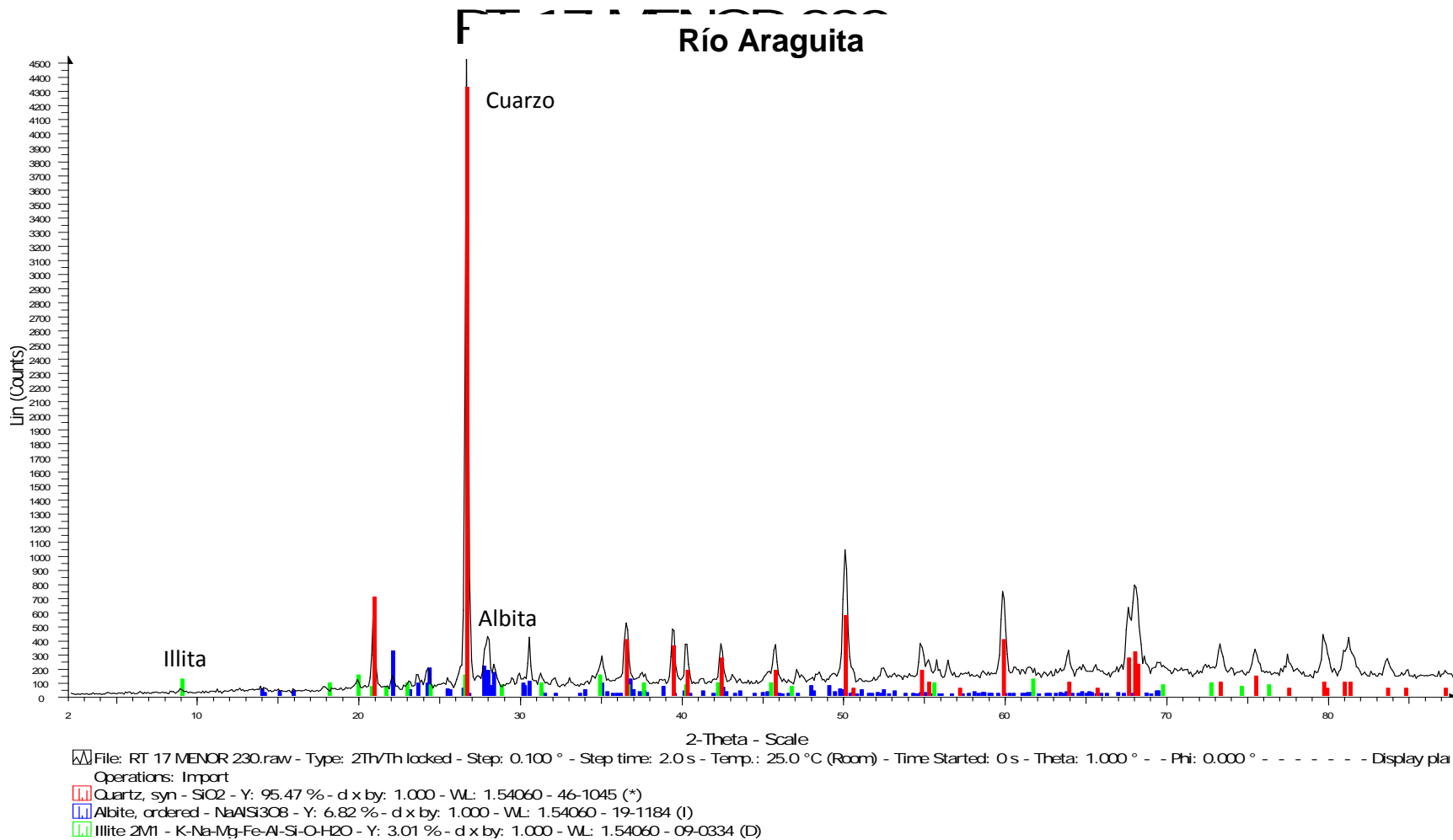


Figura 33. Difractograma de la muestra río Araguaita fracción limo.

En la preparación cruda de dicha muestra el cuarzo fue identificado por la presencia de los picos característicos observados en las distancias de 3,350 y 4,245 Å. Su distribución en este punto de muestreo puede estar relacionada con aportes litológicos de las rocas que componen las formaciones Urape, Muruguata, Gneis de La aguadita y filita de Paracotos, las cuales de acuerdo a lo reportado por González de Juana *et al.*, (1980) presentan elevados contenidos de este mineral (40% aproximadamente).

Las señales observadas en las distancias 4,030 y 3,207 Å facilitaron el reconocimiento de la albita. La señal distintiva por excelencia para las plagioclasas es el pico correspondiente a 3,207 Å debido a que las otras señales poseen intensidades relativamente bajas, que en la mayoría de los casos dificulta su identificación en los difractogramas. Las características litológicas de la zona incluyen rocas de tipo gneis cuarzo plagioclásicos, esquistos cuarzo-albítico-moscovítico y esquistos albíticos-cloríticos, pertenecientes al gneis de Aguadita, filita de Paracotos y las formaciones de Urape y Muruguata, que al experimentar procesos de meteorización y erosión pudieran estar aportando este mineral a la cuenca del río Tuy.

Por su parte, los picos ubicados en las distancias 9,873 Å y 4,978 Å permitieron la identificación de la illita. Este es un mineral neoforado en el ambiente superficial, producto principalmente de la meteorización química de feldespatos y micas, que de acuerdo a las características litológicas de la zona están presentes en las rocas que componen principalmente el Gneis de La aguadita.

Un aspecto importante a destacar es la ausencia de minerales de arcilla como la montmorillonita y la caolinita. Esto puede atribuirse a cambios sustanciales en la condiciones de sedimentación del sistema, es decir, muy probablemente solo la illita flocluló, mientras que las demás arcillas se mantuvieron en suspensión recorriendo largas distancias, lo cual coincide con lo expuesto por Caraballo (1982c) como una de las principales características de estos minerales. Sin embargo no se descarta la posibilidad de encontrarlas en la fracción de arcillas, las cuales no pudieron separarse debido al poco material captado en campo.

En la figura 34, es posible observar el difractograma de la muestra **RT18**, captada en el río Taguaza. En dicha figura puede notarse que la muestra en cuestión está compuesta por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$).

Las señales observadas en las distancias 3,345 y 4,271 Å permitieron el reconocimiento del mineral cuarzo. Las características litológicas de las rocas que drenan el cauce del río Taguaza, de acuerdo a lo planteado por González de Juana *et al.* (1980) se caracteriza por la presencia de rocas volcansedimentarias de las formaciones El Caño y El Chino, pertenecientes al Grupo de Villa de Cura, en cuya composición predominan rocas tipo metatoba máfica, metachert y metareniscas, que pudieran aportar esta fase mineral una vez hayan experimentado procesos de meteorización y erosión.

Por su parte, las señales ubicadas en las distancias 3,207 y 4,034 Å corresponden al mineral plagioclasa, específicamente albita. Al igual que en los casos anteriores su distribución en este punto está controlada directamente por aportes litológicos de las rocas de las formaciones El Chino y El Caño, las cuales siendo rocas volcansedimentarias, se encuentran intercaladas con esquistos epidóticos - clorítico - albítico - cuarcífero, esquistos cuarzo-feldepáticos y meta-diabasas, dichas rocas luego de experimentar procesos de erosión y meteorización en la superficie, pueden aportarlo al cauce del río Taguaza.

De igual forma fueron reconocidas las fases minerales neoformadas: illita, caolinita y montmorillonita. Las señales ubicadas en las distancias 4,438 y 9,978 Å facilitaron la identificación de la illita, mientras que para la caolinita sus picos característicos se encontraron en las distancias 4,187 y 7,012 Å. La montmorillonita fue reconocida por sus señales en las distancias 3,246 y 14,01 Å.

Para explicar la presencia de estos minerales en dicho punto de muestreo es necesario tener en cuenta las características litológicas de la zona. Como se

mencionó anteriormente, el cauce del río Taguaza se enmarca dentro de las rocas volcánico sedimentarias de las formaciones El Chino y El Caño, sin embargo estas presentan intercalaciones con rocas metamórficas de tipo esquistos cuarzo-feldespáticos, las cuales al meteorizarse pudieran promover la formación de minerales de arcilla como la illita y la caolinita.

Observadas las características de la zona, el río Taguaza se ubica dentro del Parque Nacional Guatopo, caracterizándose por una vegetación de bosque húmedo, por ende altas precipitaciones y buen drenaje (Zambrano, 1970). Bajo estas condiciones, minerales como la caolinita se ven fuertemente favorecidos respecto a la illita y la montmorillonita. Este último, es muy posible que se haya formado por la meteorización química de plagioclasas cálcicas presentes en las rocas volcánico sedimentarias de las formaciones antes mencionadas.

Un aspecto a destacar es que en este punto no se reportó calcita. Lo cual puede ser atribuido principalmente a factores litológicos, es decir, que la litología de la zona no esté aportando esta fase mineral al cauce del río objeto de estudio. Esto puede corroborarse observando las características litológicas de la zona reportadas por González de Juana *et al.* (1980), en donde predominan rocas de tipo volcánico sedimentarias, específicamente metatoba máfica, metachert y metareniscas.

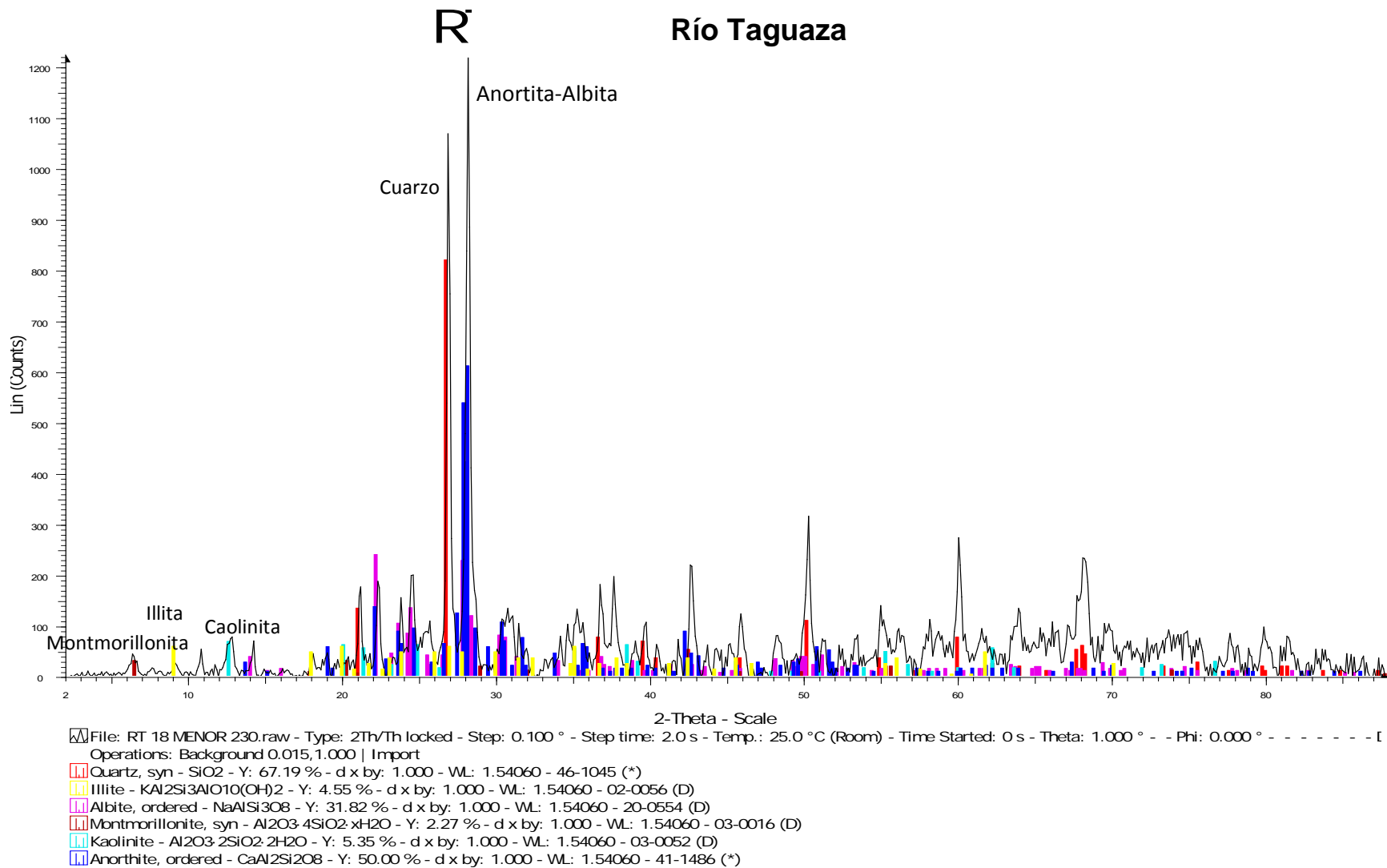


Figura 34. Difractograma de la muestra RT18 fracción limo.

Una vez determinada la composición mineral de la fracción de arcilla de esta muestra es posible afirmar una gran similitud en las fases minerales identificadas en la fracción tamaño limo. La fracción más fina está compuesta principalmente por: Cuarzo (SiO_2), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita $(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (figura 35).

Como puede verse las únicas fases minerales que no son reportadas en la fracción de arcilla son las plagioclasas (albita-anortita). Esto debido a que las mismas presentan afinidad granulométrica con las fracciones más gruesas del sedimento, en este caso, los limos. Al momento de realizar la separación por gravedad estos hayan sedimentado junto a las partículas >2 micrómetros (Caraballo, 1982b).

La presencia de la montmorillonita se encuentra estrechamente relacionada con un aporte litológico de las rocas volcánico sedimentario que prevalecen en la zona. En la figura 36, se puede apreciar la superposición de los difractogramas de la muestra de río Taguaza en su preparación orientada y glicolada.

De acuerdo a la figura 37, la muestra **RT21** captada en el cauce del río Caucagua, la misma está formada mineralógicamente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita $(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Las señales características para el cuarzo se ubicaron en las distancias 3,356 y 4,271 Å. Su presencia puede relacionarse directamente con aportes litológicos de las rocas que drenan el cauce del río Caucagua en ese punto y sus adyacencias. La litología de la zona incluye secuencias de conglomerados con cantos de cuarzo y rocas metamórficas de tipo esquistos cuarzosos, intercaladas a su vez con lutitas que contienen guijarros diseminados de cuarzo y fragmentos también de rocas metamórficas, dichas rocas se encuentran enmarcadas en las formaciones Aramina y Caucagua.

Río Taguaza

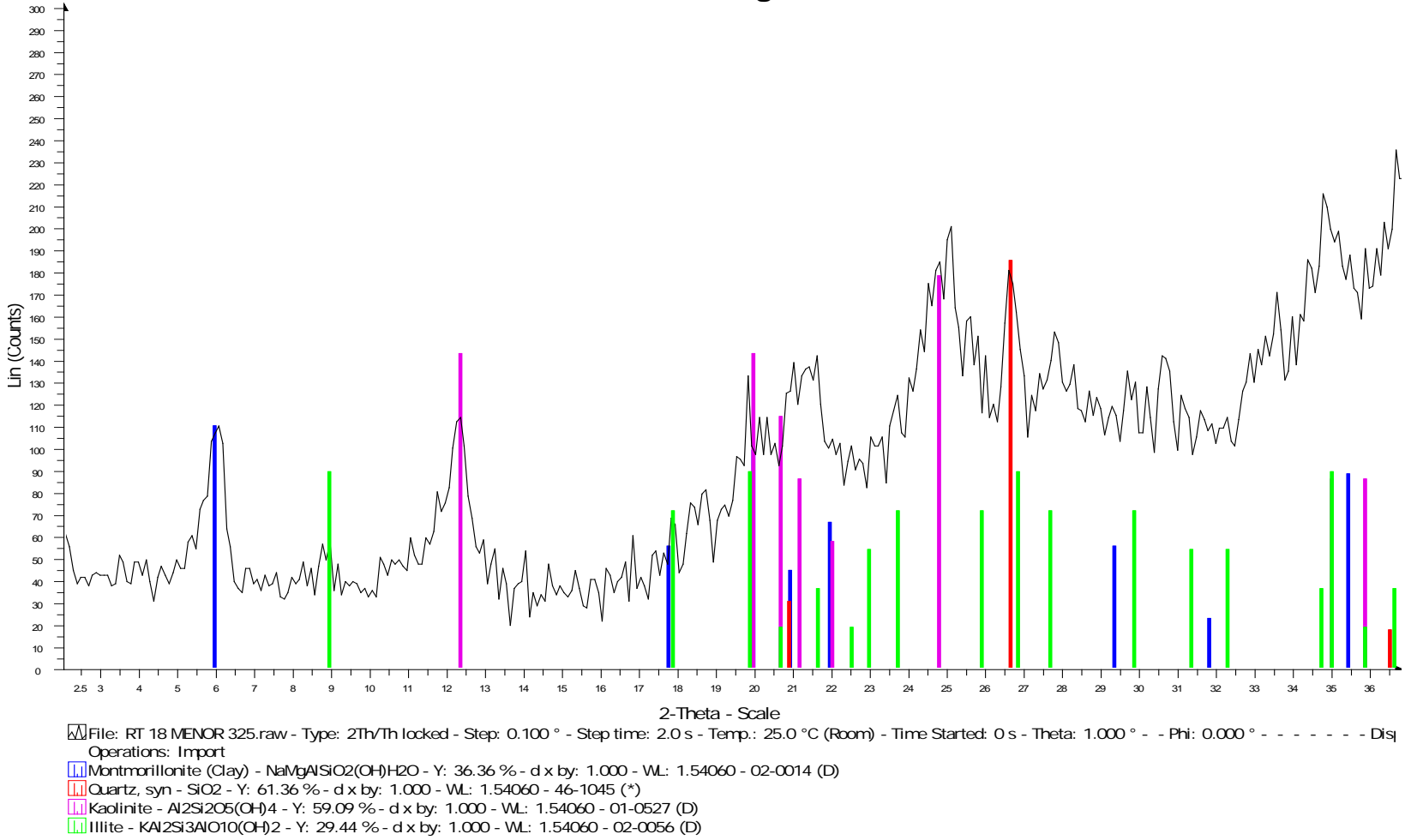


Figura 35. Difractograma de la muestra río Taguaza fracción arcilla, preparación cruda.

RT 18 N

Río Taguaza

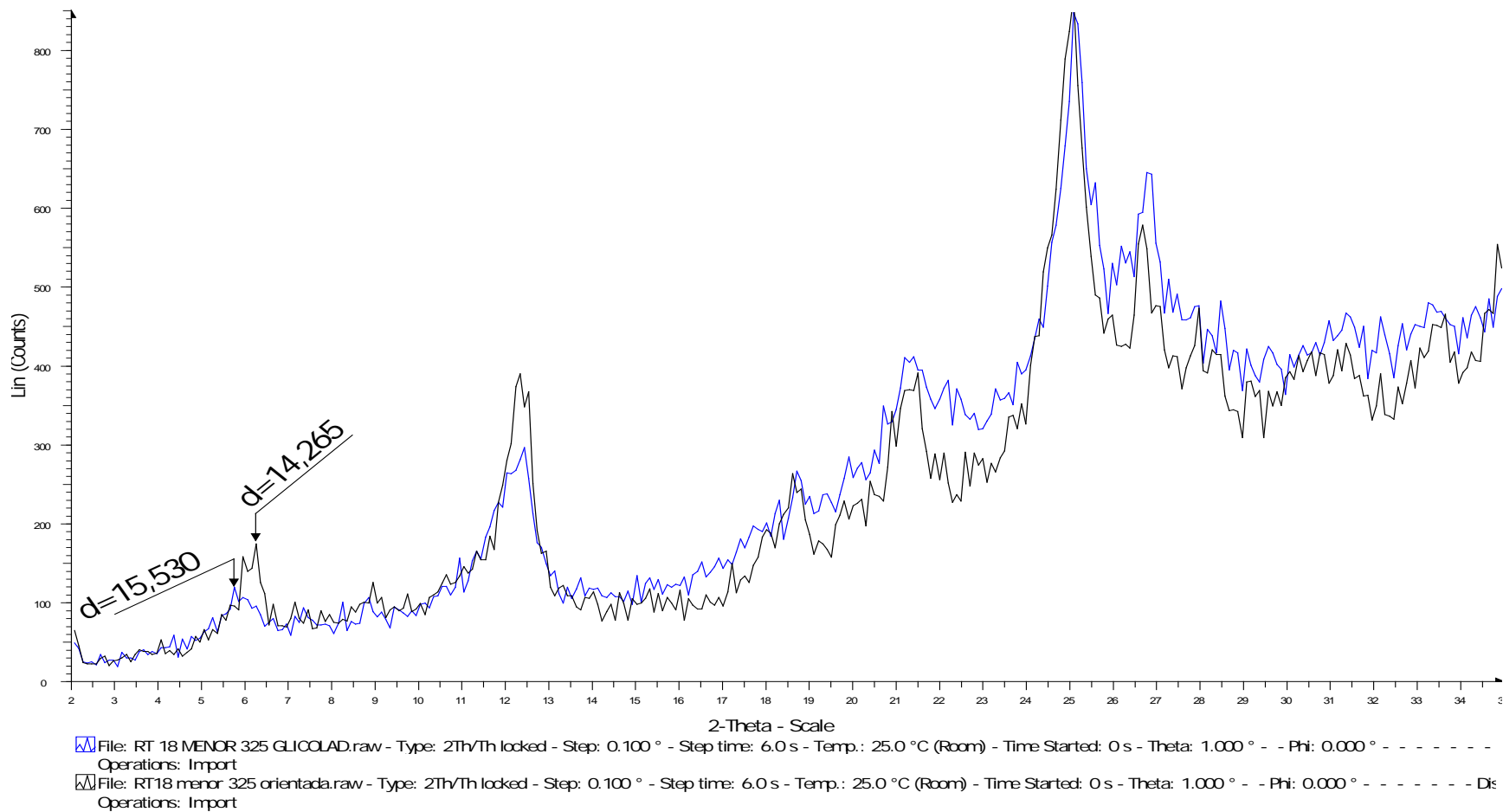


Figura 36. Difractograma de la muestra RT18 fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.

Río Caucaqua

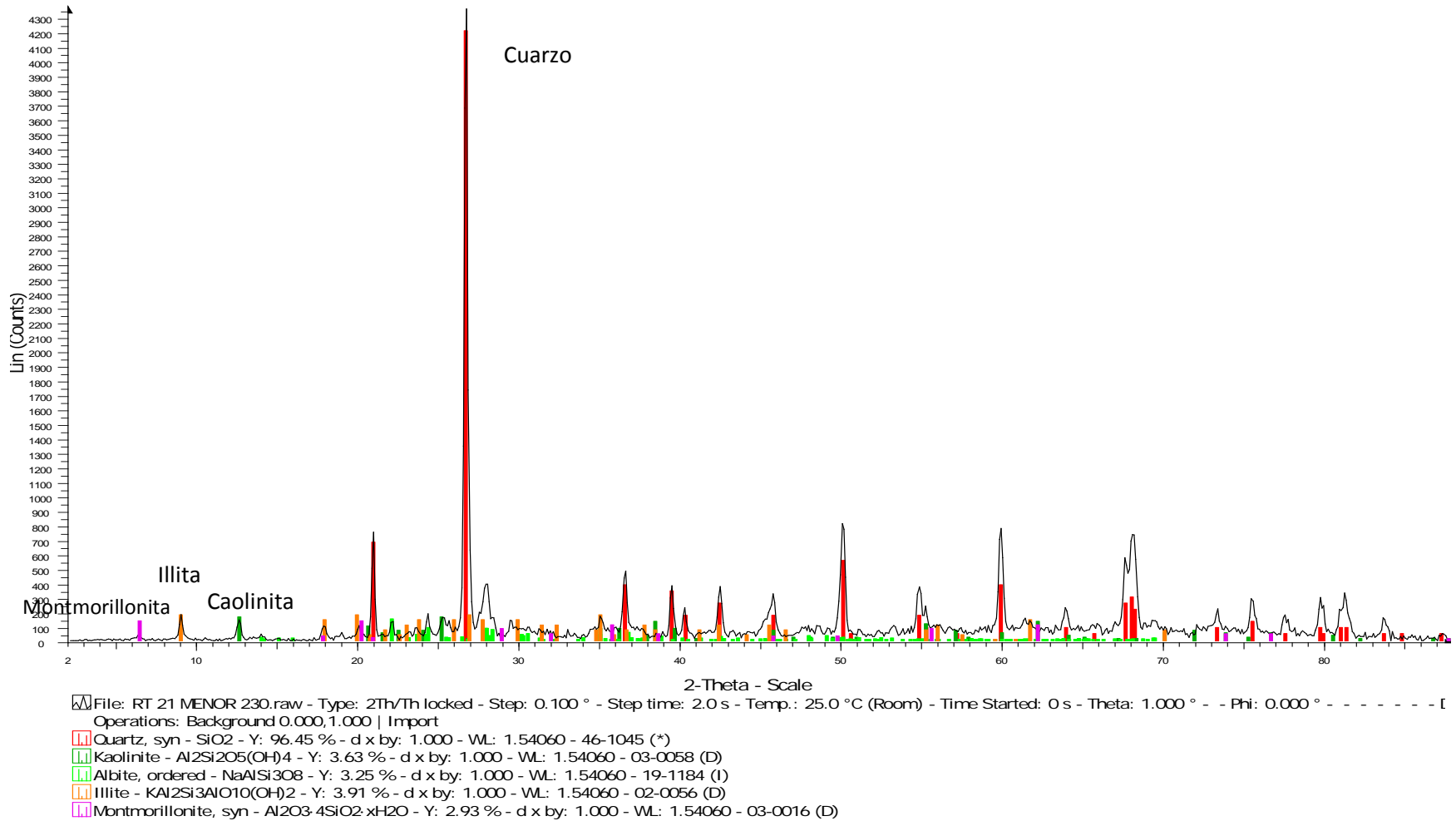


Figura 37. Difractograma de la muestra río Caucaqua fracción limo.

Por su parte, los picos ubicados en las distancias 3,146 y 4,034 Å permitieron la identificación del mineral albita. La existencia de esta fase mineral en la muestra objeto de estudio, puede ser atribuido como en el caso del cuarzo a un aporte litológico inherente de la zona. De acuerdo a lo reportado por González de Juana *et al.*, 1980, en las adyacencias del río Caucagua afloran las formaciones Aramina y Caucagua, las cuales dentro de su composición presentan dicho mineral, quien es aportado a la cuenca luego de sus rocas experimenten procesos de erosión y meteorización.

La illita, la caolinita y la montmorillonita fueron reconocidas en la muestra río Caucagua. Para la primera sus señales características se ubicaron en las distancias de 9,972 y 4.978 Å. Los picos localizados entre 7,015 y 4,178 Å facilitaron la identificación de la caolinita, mientras que la montmorillonita fue reconocida por los picos observados en las distancias 13,95 y 3,214 Å.

La illita y la caolinita pudieron haberse formado por la meteorización química de feldespatos (principalmente potásico) presente en algunas de las rocas metamórficas en su mayoría esquistos cuarzo – feldespáticas que se encuentran intercaladas con las rocas sedimentarias de las formaciones Aramina y Caucagua. Si la meteorización química ocurre en minerales máficos como la anortita, bajo condiciones de bajas precipitaciones y drenaje restringido, el residuo final que se origina no será illita sino más bien la montmorillonita (Malgarejo, 2003). Aún cuando las condiciones de formación entre la illita y la caolinita son distintas, el encontrarlas en el mismo punto de muestreo puede ser atribuido a una posible mezcla de sedimentos con distintos grados de meteorización.

Al igual que en la muestra anterior, aquí no se reportaron carbonatos. Lo cual también puede ser atribuido a factores litológicos inherentes de la zona de estudio, ya que allí predominan rocas sedimentarias de tipo conglomerados basales y lutitas arcillosas principalmente, que al meteorizarse no aportarán ninguna fase mineral carbonatada como la calcita.

En la figura 38, es posible apreciar la composición mineral de la muestra **RT31** en su preparación cruda, captada en la desembocadura del río Tuy, específicamente en la localidad de Boca de Paparo. Esta muestra está compuesta esencialmente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al, Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Para explicar la composición mineral determinada en este punto mediante la técnica de difracción de rayos X, es preciso tomar en cuenta las características geomorfológicas de la zona. La localidad de Boca de Paparo se encuentra muy cerca de la desembocadura del río Tuy y cuya zona se caracteriza por la presencia de aluviones. La composición mineralógica obtenida en este punto es el resultado de procesos de meteorización y transporte que han experimentado previamente todas las formaciones que drenan la cuenca del río Tuy, tanto las pertenecientes a la Serranía del Litoral, como las de la Serranía del Interior.

Las señales observadas en las distancias 3,356 y 4,267 Å permitieron la identificación del mineral cuarzo. La presencia de esta fase mineral se encuentra relacionada con aportes litológicos que las formaciones localizadas aguas arriba en la cuenca realizan al cauce principal del río y que son posteriormente transportados hasta su desembocadura. Lo anterior confirma la similitud existente entre las fases minerales determinadas en este punto con los ubicados tanto en el nacimiento, como en la zona media de esta cuenca.

Por su parte, los picos ubicados en las distancias 3,207 y 3,701 Å corresponden al mineral plagioclasa, específicamente la albita. Dado que este punto de muestreo es la aglomeración de todo el material que ha sido transportado desde aguas arriba en la cuenca, su presencia aquí puede relacionarse con aportes inherentes de todas las litologías que se encuentran drenando el cauce principal del río Tuy hasta este punto.

En la muestra Boca de Paparo también fueron reconocidas fases minerales neoformadas, como la illita, caolinita y la montmorillonita. Para el caso particular

de la illita, esta fue reconocida por la presencia de sus picos característicos en las distancias 9,876 y 4,178 Å. En cambio, las señales distintivas de la caolinita se ubicaron en las distancias de 7,012 y 4,178 Å. Y finalmente, el reconocimiento de la montmorillonita fue realizado en base a sus picos, localizados en las distancias de 14,014 y 3,215 Å. En cuanto a la posible fuente de cada uno de estos minerales, como se ha explicado con anterioridad, tanto la illita como la caolinita pueden originarse por la meteorización química de minerales como los feldespatos y las micas, que estaban presentes en algunas de las rocas del Esquisto de Las Mercedes, Chuspita, Gneis de La Aguadita y el Complejo El Tinaco, entre otras; que drenan la cuenca del río, bajo condiciones de baja precipitación, drenaje restringido y un medio con elevadas concentraciones de potasio, para el caso de la illita, mientras que para la caolinita fue necesario un buen drenaje, altas precipitaciones. Por su parte, la montmorillonita pudo haberse por la meteorización química de minerales máficos contenidos en algunas de las rocas de las formaciones localizadas a lo largo de la cuenca del río en cuestión.

De acuerdo a lo establecido por Caraballo 1982b, una de las características principales de los minerales de arcilla es su capacidad para mantenerse suspendidos y recorrer largas distancias, esto justifica el hecho de que en este punto de muestreo se hayan podido encontrar estas fases minerales, que muy probablemente fueron generadas aguas arriba, transportadas a lo largo del cauce, hasta su posterior depositación en la desembocadura del río Tuy.

Desde el punto de vista geomorfológico, en Boca de Paparo las redes de drenaje comienzan a ser de tipo anastomosado, caso distinto a los puntos anteriores donde predominaba un drenaje más rectilíneo (dominado por la topografía y factores geoestructurales); encontrándose barras de canales y meandros abandonados, lo que determina que gran parte de la sección del río en varios puntos el material sea de grano fino. Lo anterior justifica la presencia de sedimentos de grano fino en la desembocadura del río Tuy, mientras que en las cabeceras del mismo predominan los sedimentos de grano más grueso (Henríquez, 2011).

Para explicar la distribución granulométrica de los sedimentos presentes en las localidades aguas abajo, siendo este el caso, Guillén (1982) plantea que el tipo de transporte que actúa en este punto es la suspensión y la saltación por lo que prevalecen los procesos de floculación y sedimentación por la poca energía del medio.

Una vez descrita detalladamente la composición mineral de cada una de las muestras en su fracción limo, es posible afirmar que la mineralogía de la cuenca del río Tuy asociadas a dicha fracción está caracterizada generalmente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$), Montmorillonita ($(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$ y Calcita (CaCO_3).

La presencia y distribución de estas fases minerales está estrechamente relacionada con aportes litológicos de las rocas que drenan la cuenca, tanto las que componen la Serranía del Litoral (formaciones Las Mercedes, Chuspita, Las Brisas, entre otras), así como aquellas que constituyen la Serranía del Interior (formaciones El Caño, El Chino, Siquire, Tuy, entre otras), las cuales luego de experimentar procesos de erosión y meteorización, aportan estos minerales a la cuenca del río Tuy

Otro aspecto importante a notar con los minerales encontrados es la madurez química del sedimento. De manera general, la mayoría de las fases minerales reconocidas son minerales neoformados o secundarios (illita, caolinita y montmorillonita) por lo cual se puede inferir que los sedimentos analizados han experimentado largos procesos de meteorización, haciendo que los minerales química y mecánicamente inestables se alteren (feldespatos, micas, entre otros) y solo persistan los minerales más estables a las nuevas condiciones fisicoquímicas que prevalecen en la superficie.

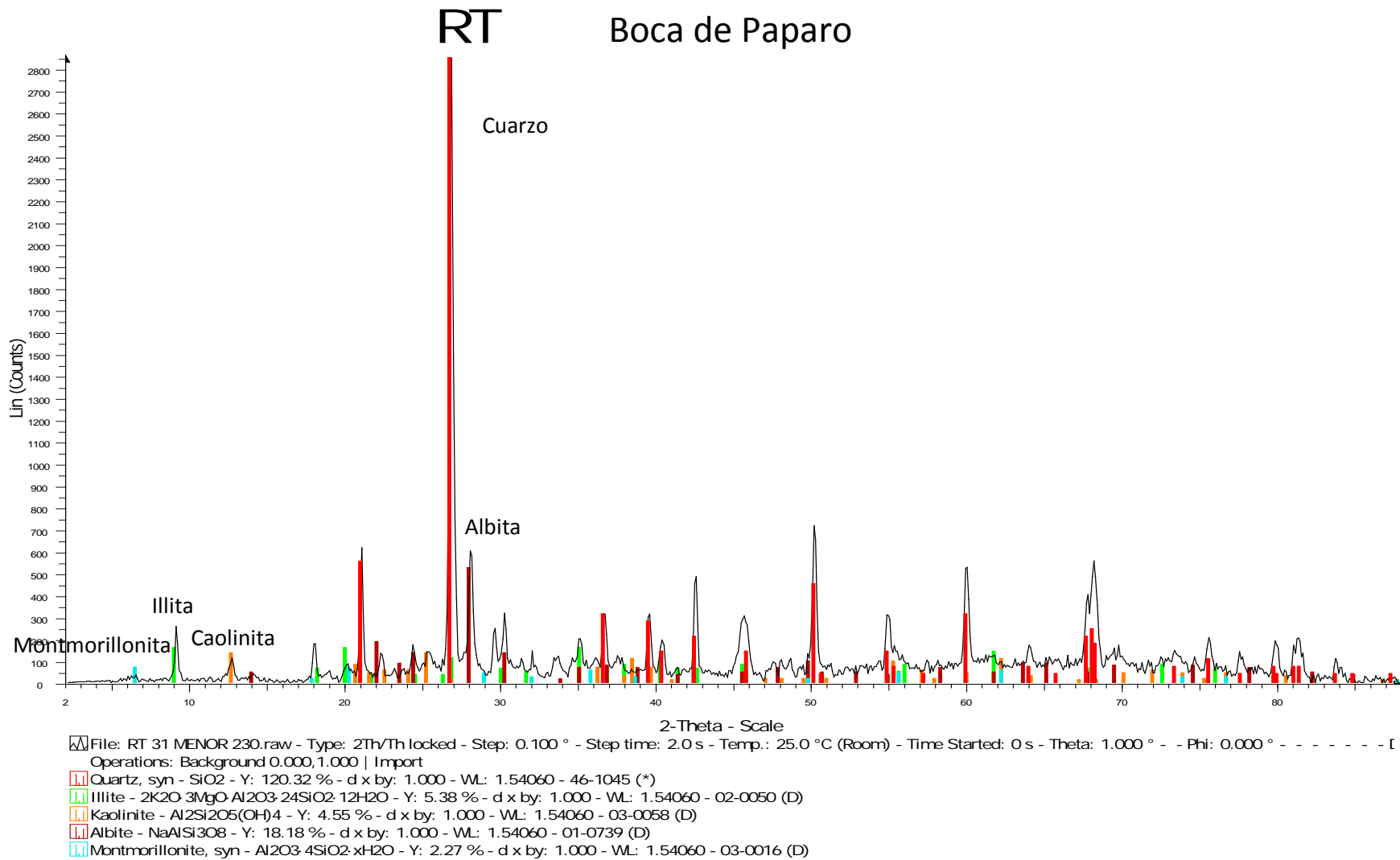


Figura 38. Difractograma de la muestra Boca de Paparó fracción limo.

La composición mineralógica de la muestra **RT31** captada en su fracción tamaño arcilla es mostrada en la figura 39. En esta se puede apreciar que las fases minerales detectadas son: Cuarzo (SiO_2), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$) y Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al, Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2.n\text{H}_2\text{O}$ y Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$).

El cuarzo y la albita aún cuando no presentan afinidad granulométrica con la fracción arcillosa, son reportados en esta muestra. Este hecho puede atribuirse a un posible aporte de estos minerales tamaño microcristalino, de algunas de las formaciones que se ubican guas arriba en la cuenca, las cuales al estar sometidas a procesos de erosión y meteorización pueden liberarlos para ser transportado a lo largo del cauce para finalmente ser depositado en la desembocadura del mismo.

Por su parte, la presencia de las fases minerales neoformadas determinadas está relacionada con el grado de meteorización que pudieron experimentar algunos aluminosilicatos principalmente potásicos presentes en las rocas que drenan la cuenca del río Tuy hasta ese punto (Esquisto de las Mercedes, Chuspita, Gneis de Aguadita, entre otras), bajo condiciones de baja precipitación, drenaje restringido y un medio con elevadas concentraciones de potasio, para el caso de la illita, mientras que para la caolinita fue necesario un buen drenaje, altas precipitaciones.

La montmorillonita pudo haberse por la meteorización química de minerales máficos contenidos en algunas de las rocas de las formaciones (El Caño, El Chino, entre otras) localizadas a lo largo de la cuenca del rio en cuestión. La figura 39, muestra la superposición de los difractogramas de las preparaciones orientada y glicolada de la muestra en cuestión.

RT 31 MENOR 325

Boca de Paparo

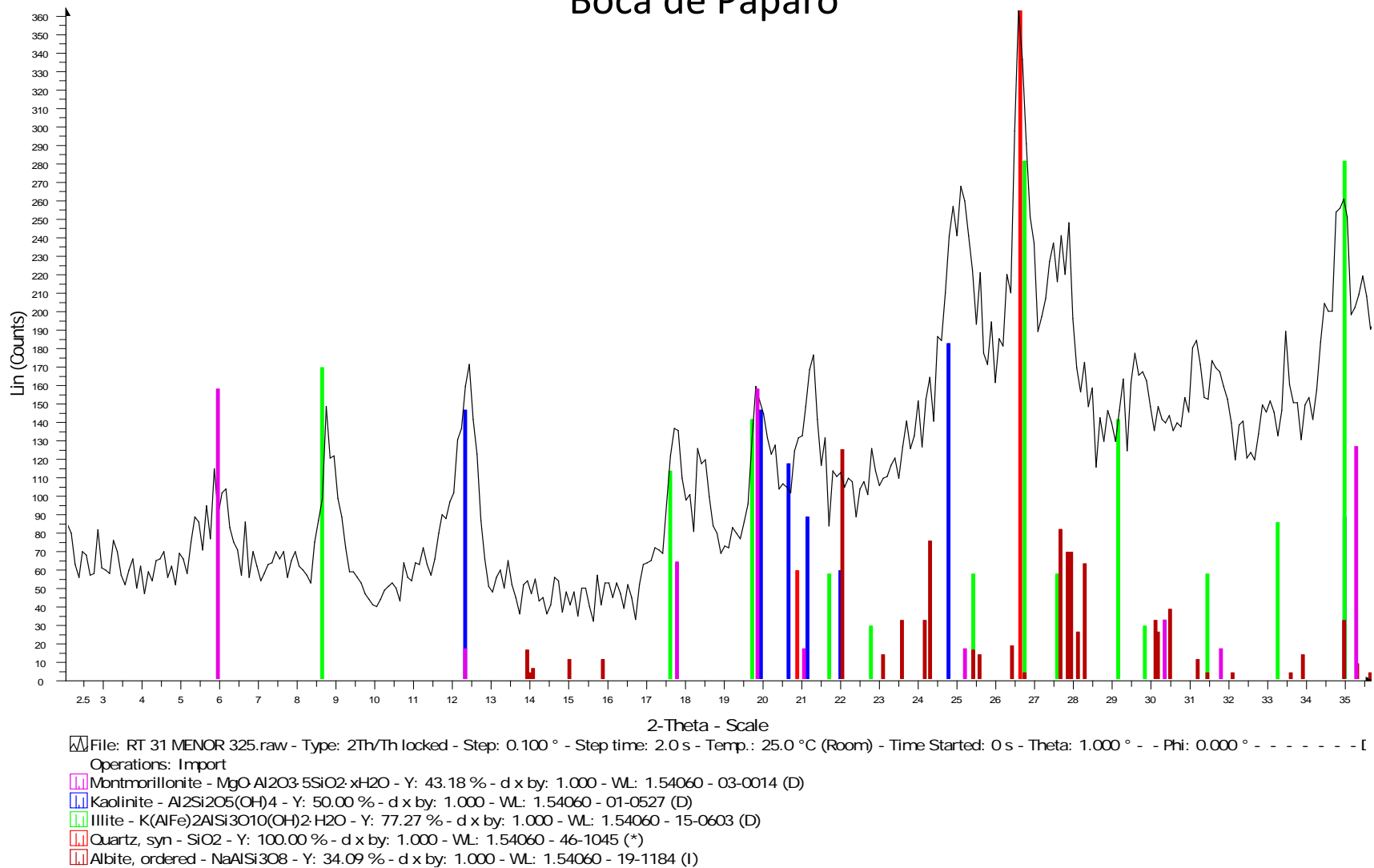


Figura 39. Difractograma de la muestra Boca de Paparo fracción arcilla, preparación cruda.

En la preparación glicolada (figura 40) el pico de 14,421 Å aumenta la intensidad conjuntamente con la simetría del pico, además se observa un desplazamiento de este pico a 16,610 Å aproximadamente. Con lo anterior, se confirma la presencia de minerales de arcilla expansibles, específicamente la montmorillonita.

Descrita en detalle la composición mineral de las muestras (RT1, RT4, RT6, RT18 y RT31) en su fracción tamaño arcilla, se puede concluir que la mineralogía de la cuenca asociada a esta fracción, está compuesta principalmente por: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$), Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al, Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) y Goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$).

La presencia y distribución de estas fases minerales está estrechamente relacionada, al igual que en la fracción de limo, con aportes litológicos de las rocas que drenan la cuenca del río Tuy, tanto las pertenecientes a la Serranía del Litoral (formaciones Las Mercedes, Chuspita, Las Brisas, entre otras), así como aquellas que constituyen la Serranía del Interior (formaciones El Caño, El Chino, Siquire, Tuy, entre otras).

Otro aspecto importante a notar con los minerales encontrados es la madurez química del sedimento. De manera general, la mayoría de las fases minerales reconocidas son minerales neoformados o secundarios (illita, caolinita y montmorillonita) por lo cual se puede inferir que los sedimentos analizados han experimentado largos procesos de meteorización, haciendo que los minerales química y mecánicamente inestables se alteren (feldespatos, plagioclasas, entre otros) y solo persistan los minerales más estables a las nuevas condiciones fisicoquímicas que prevalecen en la superficie (Besoain, 1985).

RT 31

Boca de Paparo

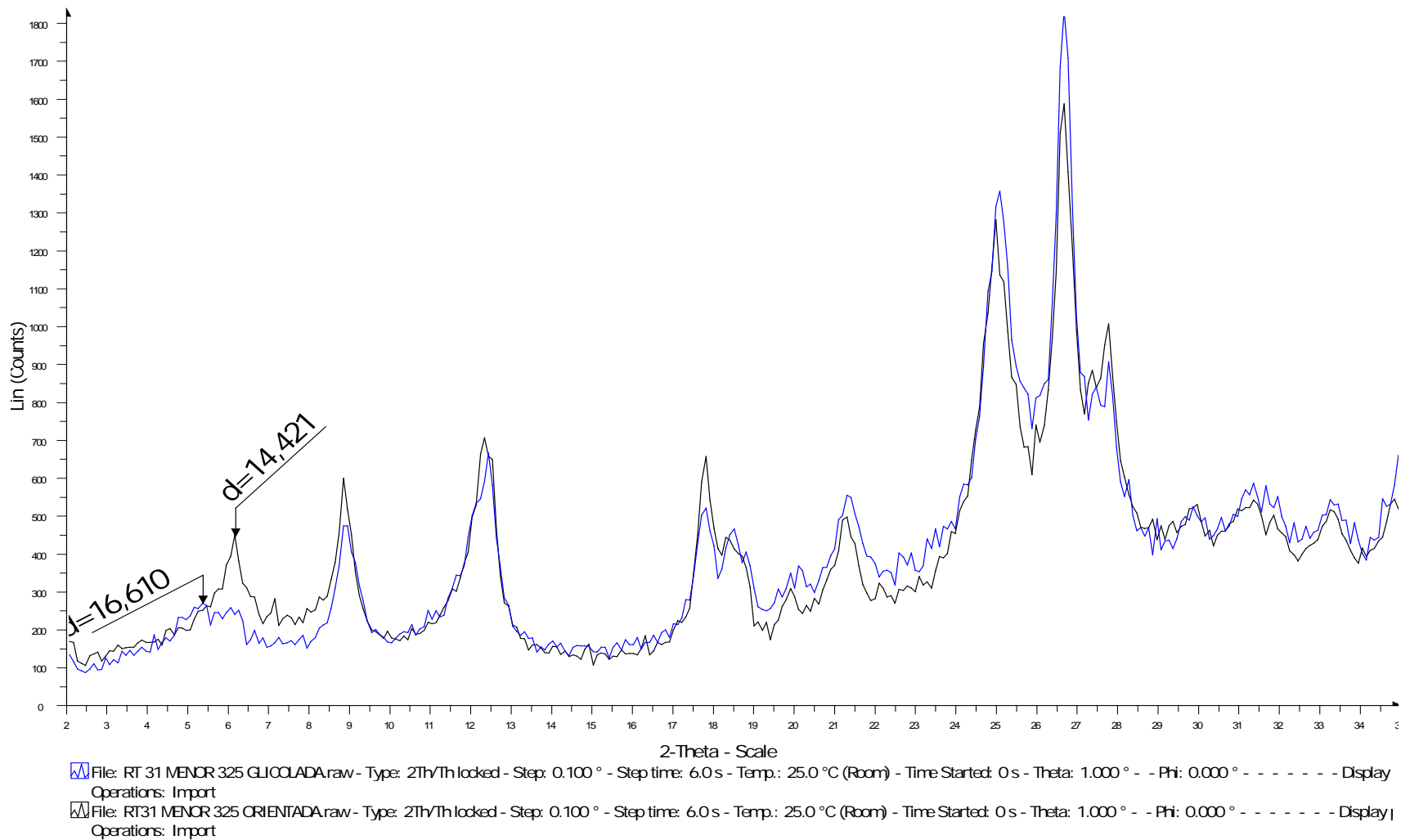


Figura 40. Difractograma de la muestra Boca de Paparo fracción arcilla, preparación orientada + glicolada.

6.2 Morfología y análisis químico puntual de la fracción arcilla

Las muestras que presentaron fracción arcillosa (RT1, RT4, RT6, RT18 y RT31) fueron analizadas a través de la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido, con el fin de ver la morfología de las fases minerales presentes, a fin de realizar comparaciones texturales entre la bibliografía consultada y los minerales constituyentes mayoritarios de esta fracción.

Un aspecto a destacar es el hecho de que la muestra RT1 no fue analizada por MEB, ya que mediante el procedimiento de separación entre limo y arcillas, no fue posible obtener una cantidad apreciable para llevar a cabo ambos análisis (difracción de rayos X y MEB). Por su parte, las demás muestras antes mencionadas si pudieron ser sometidas a los análisis de morfología.

Las figuras 41 y 42, muestran la morfología observada en la muestra RT4 (río Guayas), en ella puede apreciarse cierta homogeneidad entre las partículas arcillosas analizadas.

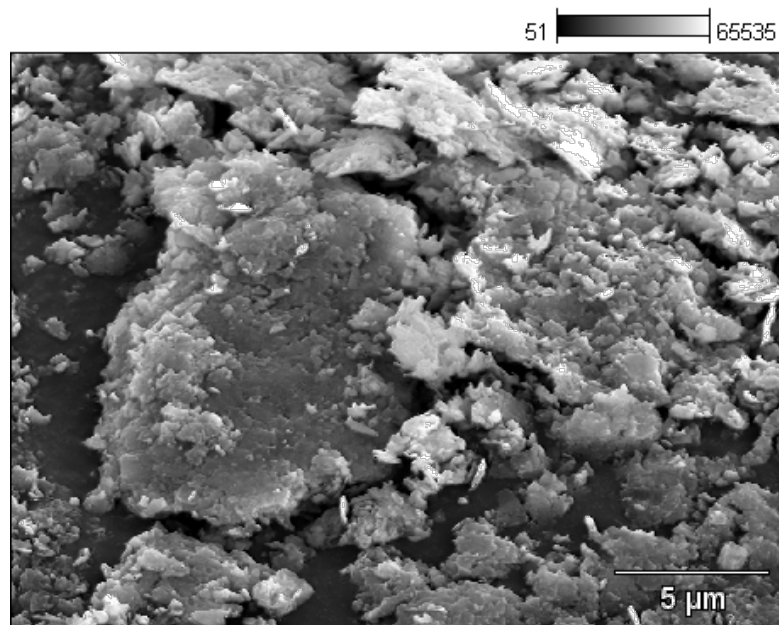


Figura 41. Agregados laminares observados en Guayas.

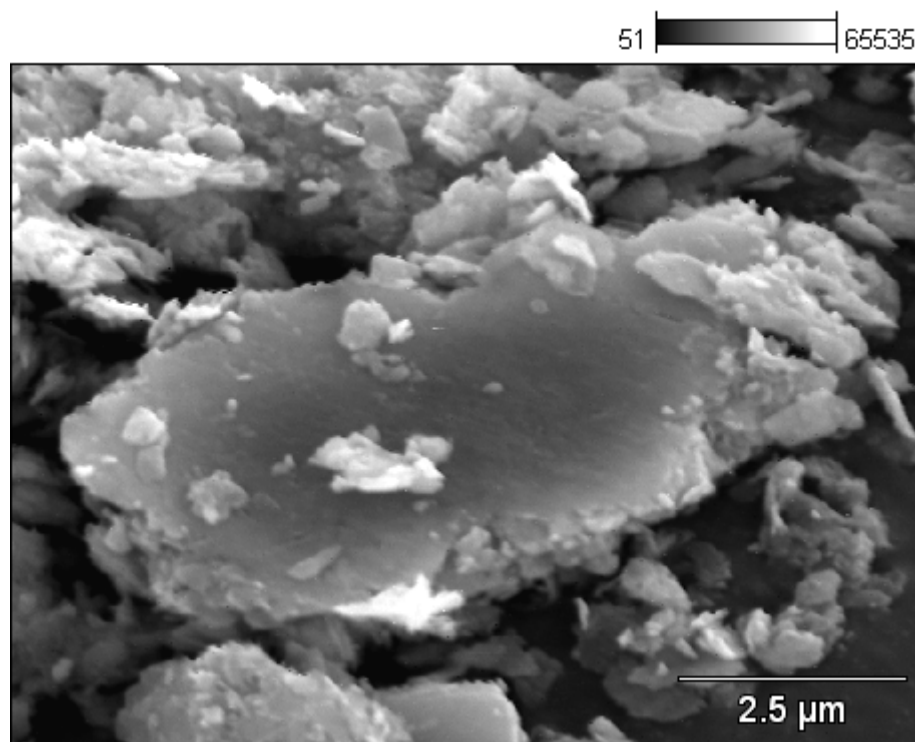


Figura 42. Morfología del material arcilloso observado en Guayas.

Como se indicó anteriormente, el material arcilloso de la muestra de Guayas presenta gran homogeneidad entre las partículas que la componen. Estas presentan caras definidas que corresponden principalmente a agregados laminares con bordes irregulares, como los observados en la figura 37. Sin embargo, las micrográficas no permiten aseverar que mineral específicamente fue encontrado en la muestra.

Realizado el análisis químico puntual en las partículas que componen la muestra en cuestión, es posible afirmar que básicamente están compuestas por elementos mayoritarios como el Si, O, Al, Mg y Fe y en menor proporción Ca, K y Na. También fue detectada la presencia de metales pesados como el Ni, en muy bajas proporciones respecto a los anteriores (figura 43).

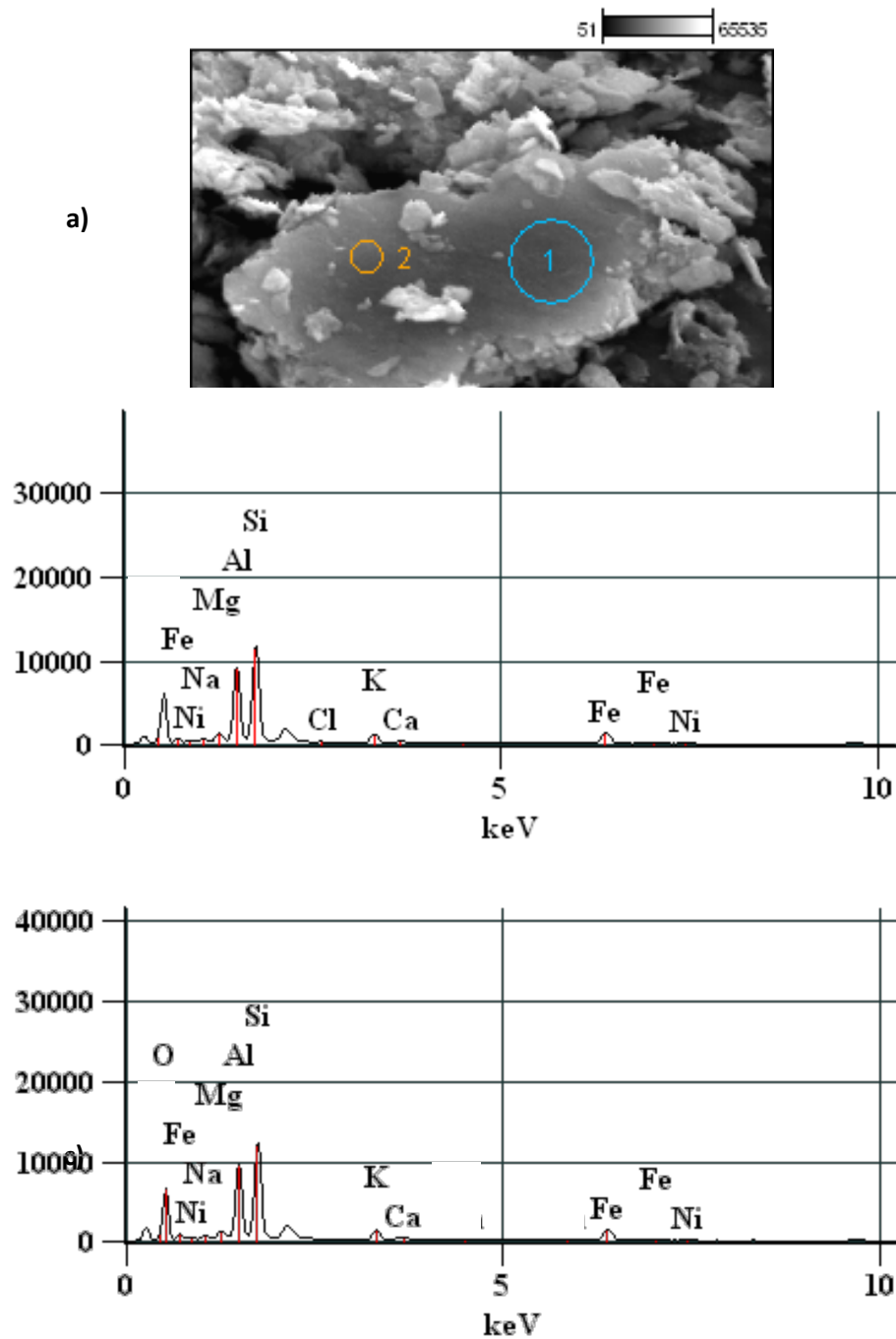


Figura 43. Micrografía y análisis químico puntual de la muestra de Guayas. a) Ubicación de los puntos seleccionados para el análisis químico puntual, b) análisis químico del punto 1, escala de cuentas 11640. c) análisis químico del punto 2, escala de cuentas 12252.

Los elementos determinados con la técnica de MEB, refuerza la existencia de las fases minerales identificadas mediante la difracción de rayos X, como lo son cuarzo, illita, caolinita y montmorillonita.

De acuerdo a lo planteado por Henríquez (2011), las concentraciones de Ni en el sistema se ubican entre 5 ppm y 45 ppm y que se encuentra asociados principalmente a las fases de oxihidróxidos cristalinos y minerales de arcilla. Su presencia lo atribuye como producto de aportes antrópicos de la zona, siendo esto más determinante en el aporte de este elemento asociado a las fases minerales estudiadas en este trabajo.

La morfología de la muestra captada en el río Guare (RT6) puede apreciar en las figuras 44 y 45.

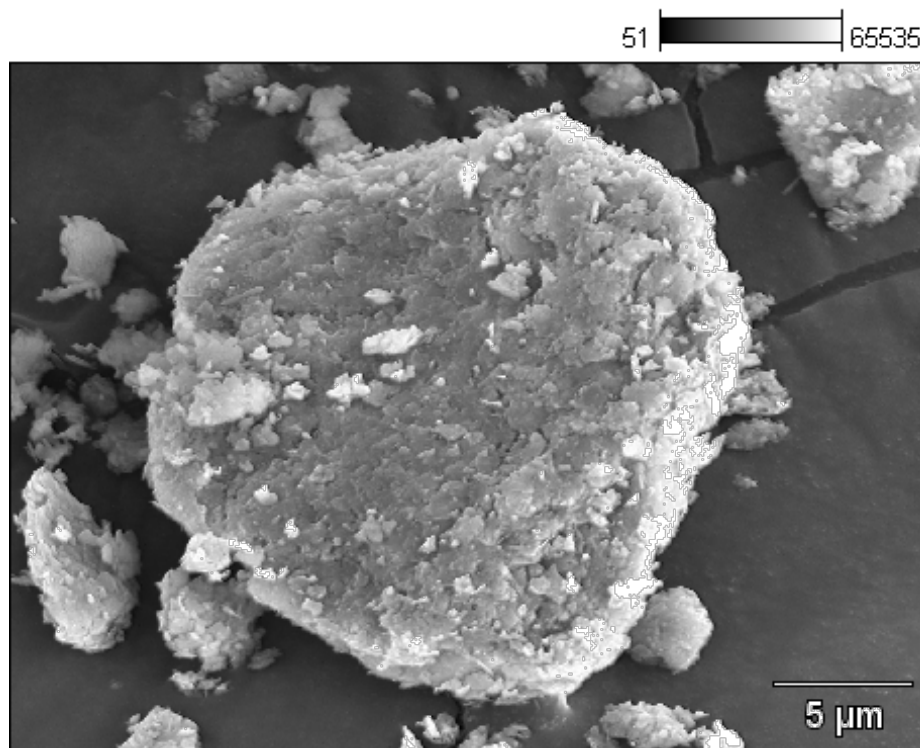


Figura 44. Micrografía 1 de la muestra de Guare.

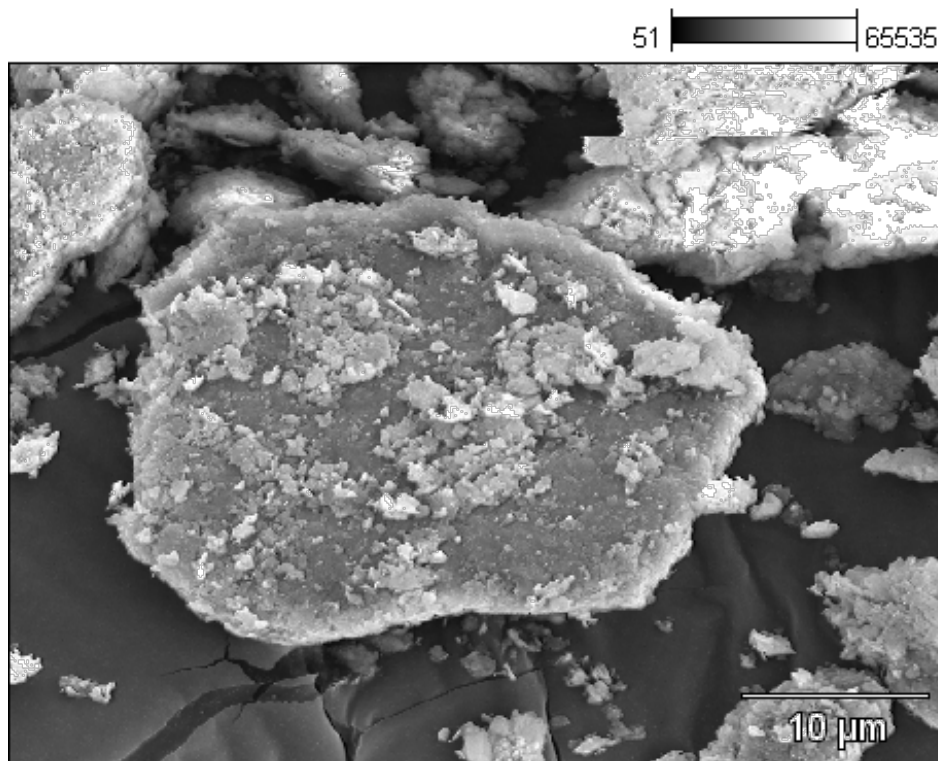


Figura 45. Micrografía 2 de la muestra de Guare.

En las figuras 44 y 45, al igual que en el caso anterior las micrografías de la muestra objeto de estudio muestran una morfología bastante homogénea entre las partículas que constituyen los sedimentos analizados. En las imágenes puede observarse la presencia de agregados laminares con bordes muy irregulares, sin una morfología específica.

Realizado los análisis químicos puntuales a esta muestra se puede afirmar que la misma está compuesta por elementos mayoritarios como el Si, O, Al, Fe y Mg y en menor proporción se determinó la presencia de elementos como Ca, K y Na, así como también de metales pesados como Ni (figuras 46 y 47).

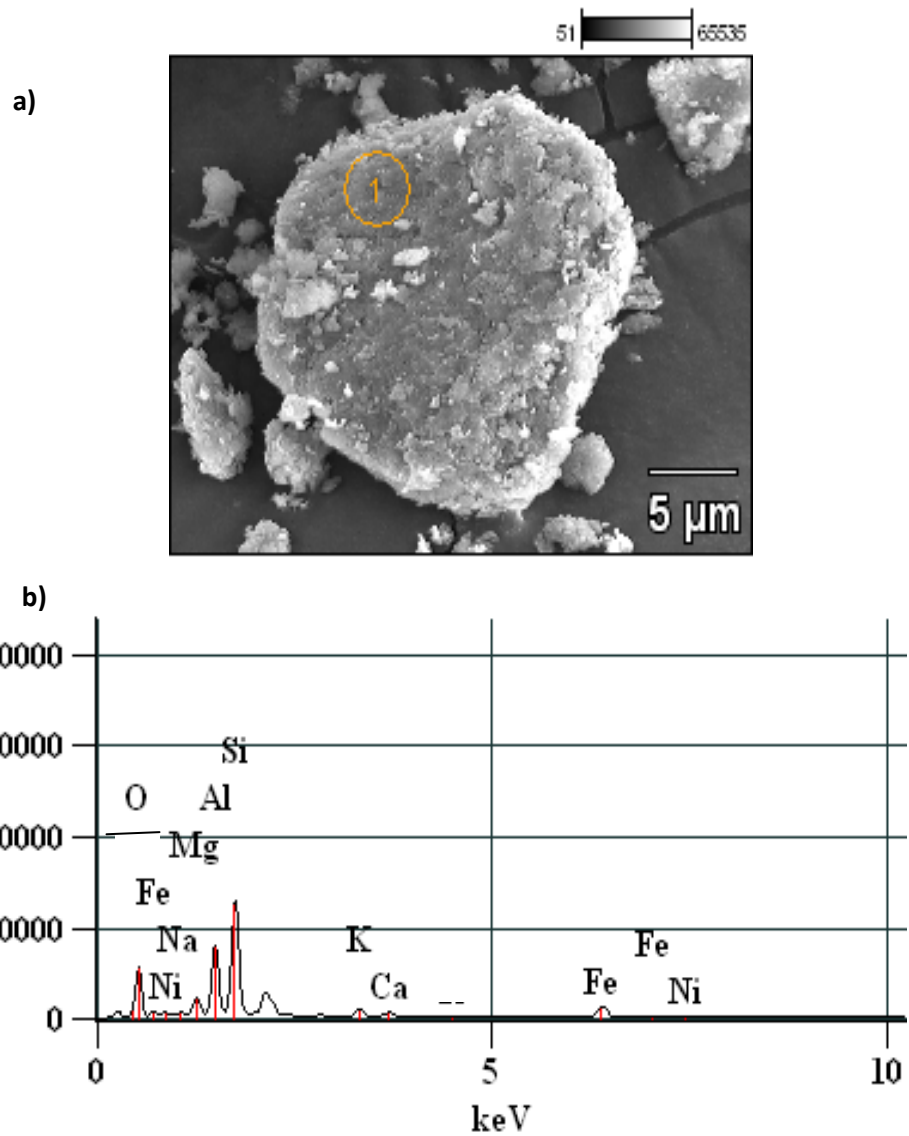


Figura 46. a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT6 en la micrografía 1, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 12905.

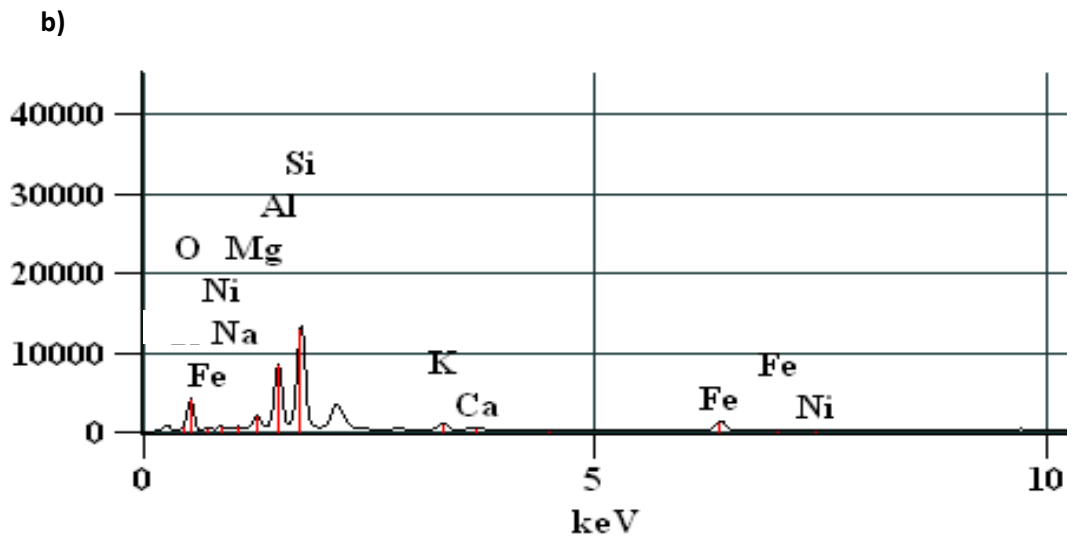
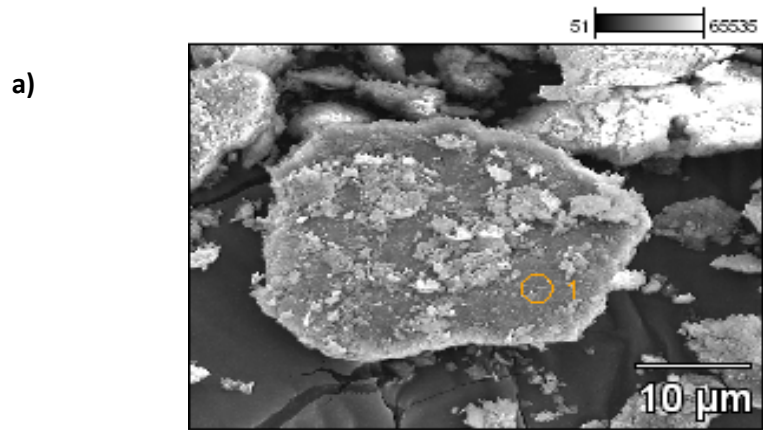


Figura 47. a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra del río Guare en la micrografía 2, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 13287.

Como se mencionó anteriormente la presencia de estos elementos confirma la existencia de los minerales que fueron identificados con la técnica de difracción de rayos X, de las fases minerales neoformadas que predominan en este punto (illita, caolinita y montmorillonita).

Por otra parte, esta muestra presenta la mayor concentración de Ni (120 ppm) en la zona de estudio, de acuerdo a lo reportado por Henríquez (2011), quién lo atribuye a un posible aporte litológico de las rocas de composición ultramáfica que constituyen en Complejo Ofiolítico de Lomas y las Metavolcánicas de Tiara.

Las figuras 48 y 49, describen la morfología encontrada en las partículas que componen la muestra RT18, tomada en el río Taguaza.

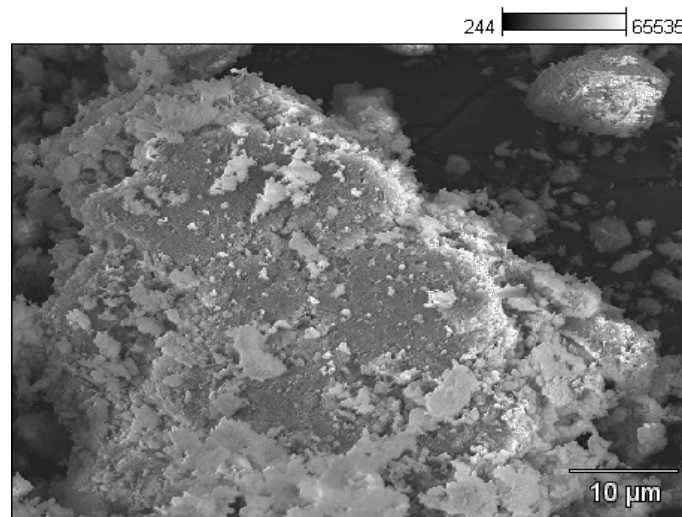


Figura 48. Micrografía 1 de la muestra del río Guare

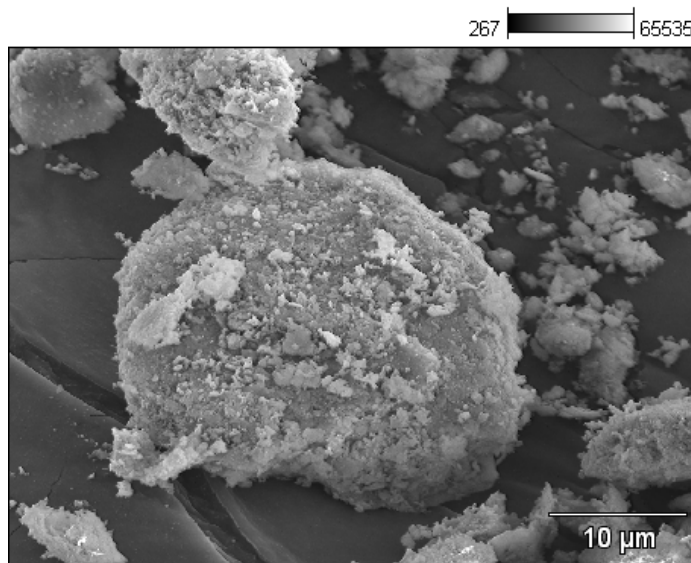


Figura 49. Micrografía 2 de la muestra del río Guare.

Una vez más queda en evidencia, la gran similitud morfológica que existe en los sedimentos analizados de la cuenca del río Tuy. Las figuras 44 y 45 muestran la presencia de agregados laminares, con bordes irregulares, que también fueron observados en las muestras antes descritas.

En relación a los análisis químicos puntuales realizados en dicha muestra, es posible afirmar que la misma está compuesta por los siguientes elementos mayoritarios Si, O, Al, Fe y Mg y en menor proporción por elementos como Ca, Na y K. De igual forma fue detectado Ni como en los casos anteriores (figuras 50 y 51).

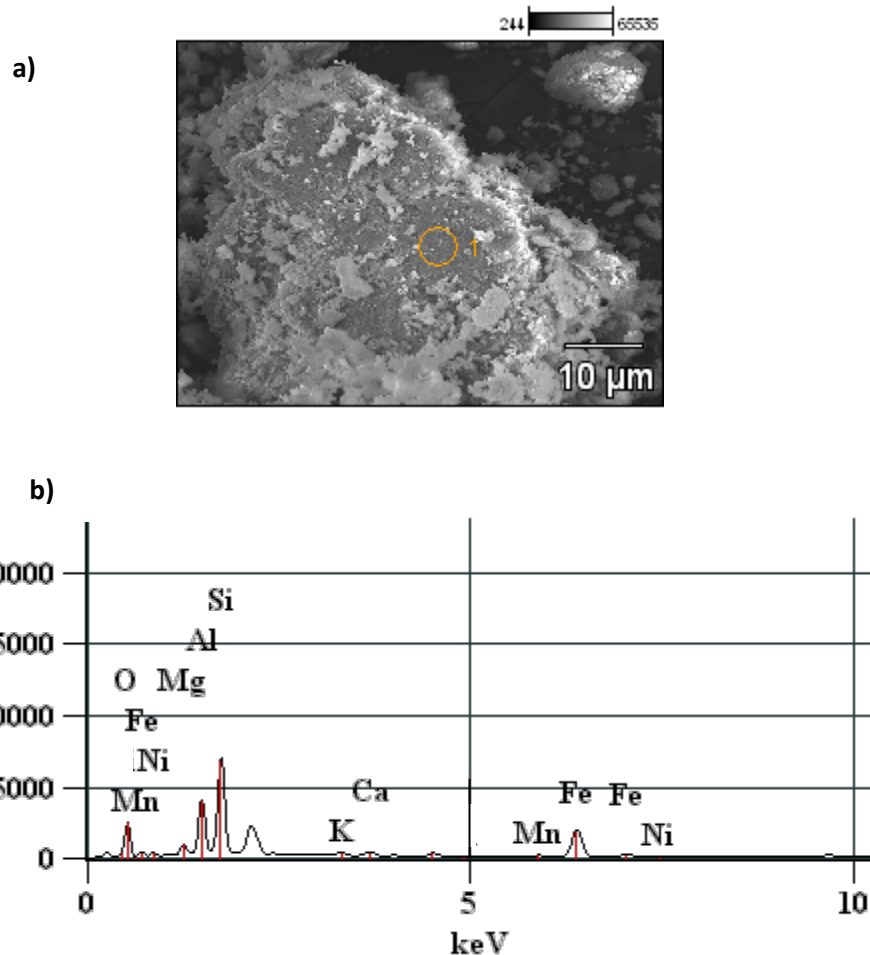


Figura 50. a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra Guare en la micrografía 1, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 7007.

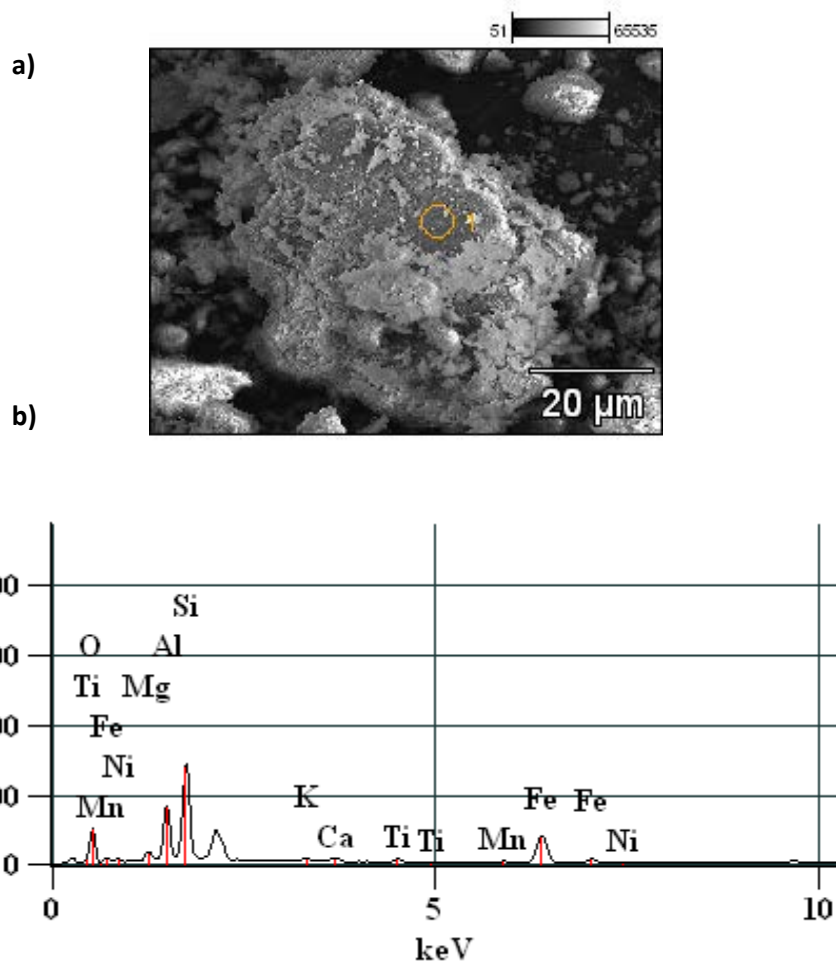


Figura 51. a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra del río Guare en la micrografía 2, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 7158.

La presencia de estos elementos confirma la existencia de las fases minerales que fueron identificados mediante la técnica de difracción de rayos X, cuarzo, illita, caolinita y montmorillonita.

Henríquez (2011), plantea que las concentraciones de Ni desde el Consejo hasta la desembocadura Panaquire (incluyendo al río Taguaza), presentan una distribución relativamente constante sin variaciones apreciables, con un valor aproximado de 25 ppm, atribuido principalmente a aportes contantes de los distintos efluentes presentes en dichas localidades. Las figuras 46 y 47, muestran las características morfológicas

observada en las partículas que componen la muestra RT31 ubicada en Boca de Paparo.

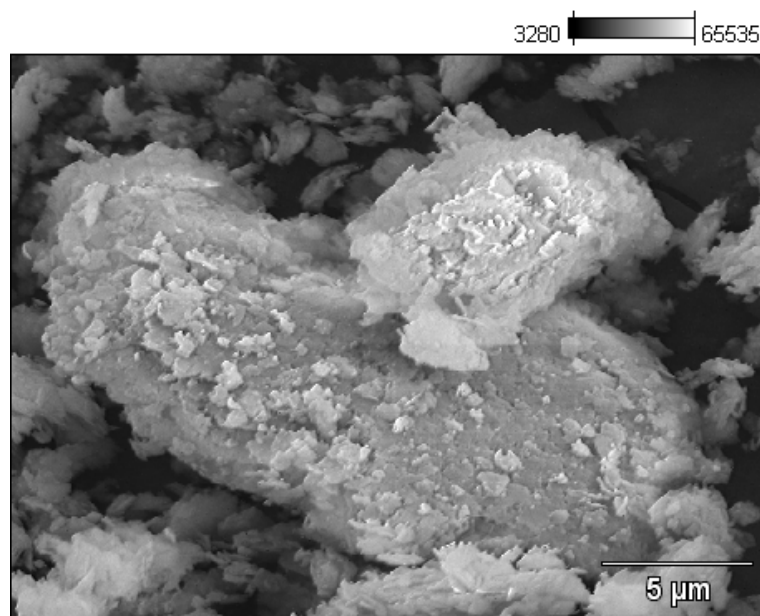


Figura 52. Micrografía 1 de la muestra de Boca de Paparo.

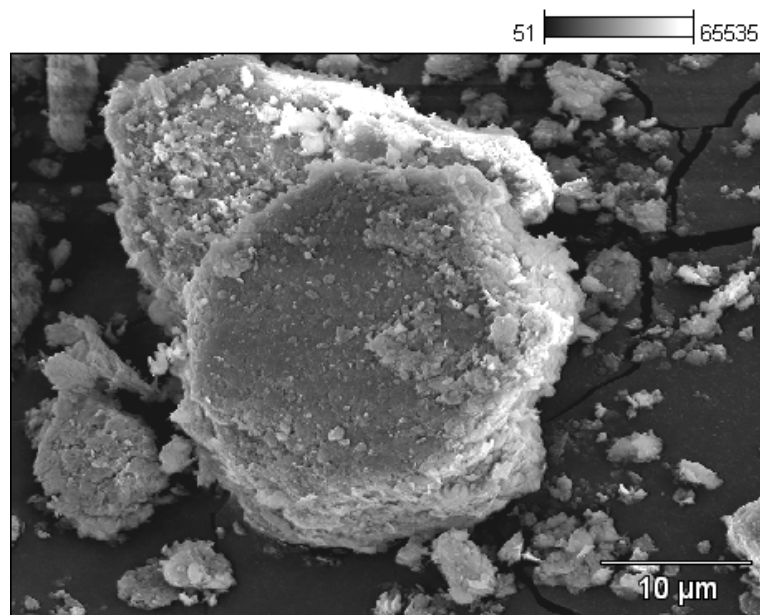


Figura 53. Micrografía 2 de la muestra de Boca de Paparo.

En las micrografías pertenecientes a la muestra RT31, es posible observar la presencia de agregados laminares, como los sedimentos antes descritos. Sin embargo, en la figura 48, puede detallarse la morfología pseudo-hexagonal casi perfecta de la caolinita, cuyas caras se encuentran un poco más definidas que los cristales observados en las muestras anteriores.

Los análisis químicos puntuales realizados a la muestra en cuestión (figuras 54 y 55) muestran que la misma está compuesta por elementos mayoritarios como el Si, O, Al, Fe y Mg, mientras que el Ca, Na y K figuran como elementos minoritarios dentro de la composición química realizada en los puntos seleccionados. Una vez más fueron determinados metales pesados como Ni.

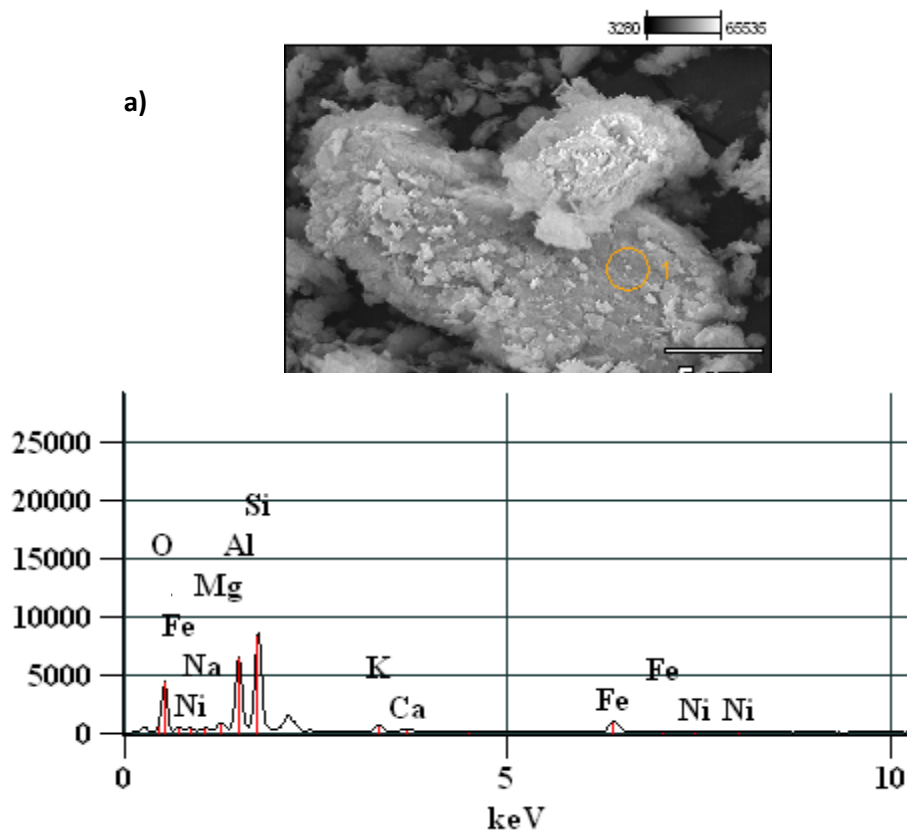


Figura 54. a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra de Boca de Paparo en la micrografía 1, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 8613.

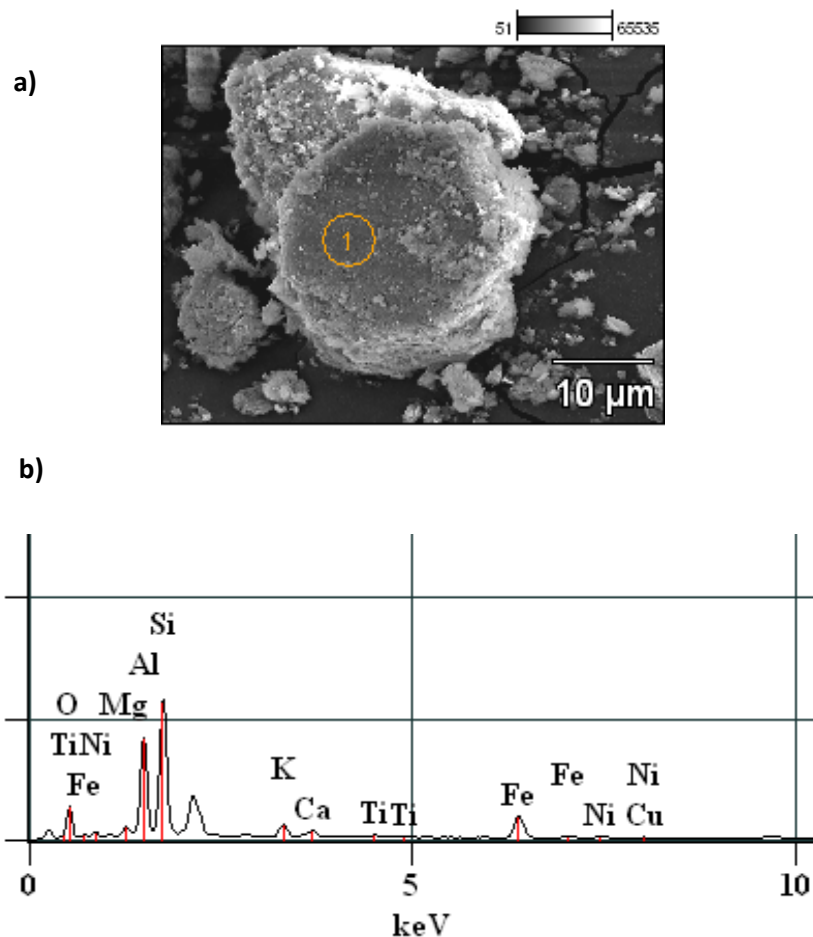


Figura 55. a) Ubicación del punto seleccionado para el análisis químico puntual en la muestra RT31 en la micrografía 2, b) Análisis químico puntual del punto 1, escala de cuentas 5782.

Como se mencionó anteriormente la presencia de estos elementos (mayoritarios y minoritarios) corrobora la presencia de los minerales que fueron identificados con la técnica de difracción de rayos X, de las fases minerales neoformadas que predominan en este punto (illita, caolinita, montmorillonita y goethita).

De acuerdo a lo reportado por Henríquez (2011), las concentraciones de Ni en la zona de Boca de Paparo oscilan entre 25 ppm a 46 ppm, como consecuencia de las actividades agropecuarias que se llevan a cabo en la población de san Juan.

Una vez descrita en detalle la morfología y los análisis químicos puntuales realizados a las muestras RT4, RT6, RT18 y RT31, es posible afirmar que las mismas presentan una gran similitud tanto morfológica como elemental. De acuerdo a las características morfológicas observadas en todas las muestras, están en general se caracterizan por la presencia de agregados laminares, con bordes irregulares, exceptuando el caso de la muestra captada Boca de Paparo, en la cual fue posible observar la morfología pseudo hexagonal de la caolinita.

Respecto a la composición elemental determinada, todas las muestras analizadas están constituidas primordialmente por Si, Al, O, Fe y Mg como elementos mayoritarios, mientras que el K, Ca, Na figuran como elementos minoritarios. Por otra parte, dentro de la composición elemental de estas muestras, fueron detectados metales pesados, tales como Ti y Ni. Las cuales fueron asociadas, en el caso del Ti, a sustituciones iónicas en la red cristalina de algunos minerales como los feldespatos, antes de experimentar meteorización química y servir como el material de partida para la formación de minerales de arcilla como la illita y la caolinita. Mientras que la presencia del Ni en la zona está relacionada con aportes antrópicos en las localidades de Hacienda Buen Paso, río Guayas y Boca de Paparo y para el caso particular del río Guare donde Henríquez (2011) encontró las mayores concentraciones de este metal, está relacionado con aportes litológicos de las rocas ultramáficas del Complejo Ofiolítico de Lomas, así como las Metavolcánicas de Tiara.

7 CONCLUSIONES

- ✓ La mineralogía de la fracción de limo está caracterizada por la presencia de las siguientes fases minerales: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$), Montmorillonita ($(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$) y Calcita (CaCO_3).
- ✓ Los minerales identificados mediante la técnica de difracción de rayos X en la fracción de arcilla fueron: Cuarzo (SiO_2), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), Illita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$), Caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{AlO}_5(\text{OH})_4$), Montmorillonita ($(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$) y Goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$).
- ✓ La presencia y distribución de los minerales detectados en las fracciones limo y arcilla, está estrechamente relacionada con aportes litológicos de las rocas que drenan la cuenca del río Tuy, tanto las que componen la Serranía del Litoral (formaciones Las Mercedes, Chuspita, Las Brisas, entre otras), así como aquellas que constituyen la Serranía del Interior (formaciones El Caño, El Chino, Siquire, Tuy, entre otras).
- ✓ La fracción lodo está compuesta en su mayoría por minerales neoformados (Illita, Caolinita y Montmorillonita) y resistentes (Cuarzo) con lo cual se puede inferir que los sedimentos analizados poseen una elevada madurez química.
- ✓ De acuerdo a las características morfológicas observadas en todas las muestras, estas en general se caracterizan por la presencia de agregados laminares, con bordes irregulares, exceptuando el caso de la muestra captada Boca de Paparo, en la cual fue posible observar la morfología pseudo hexagonal de la caolinita.
- ✓ Los análisis químicos arrojaron que las muestras estudiadas presentaron una gran similitud en su composición elemental, siendo Si, O, Al, Fe y Mg, las

especies mayoritarias, mientras que el K, Ca y Na figuraron como los elementos minoritarios.

- ✓ La presencia de Ni en la fracción arcilla puede ser atribuido, a aportes antrópicos en las localidades de Hacienda Buen Paso, río Guayas y Boca de Paparo, mientras que el río Guare está relacionado con aportes litológicos de las roas ultramáficas que prevalecen en la zona, pertenecientes al Complejo Ofiolítico de Lomas, así como las Metavolcánicas de Tiara.

8 RECOMENDACIONES

- ✓ Establecer la metodología analítica para la determinación cuantitativa de las fracciones de limo y arcilla, de la fracción lodo de los sedimentos de fondo provenientes de la cuenca del río Tuy.
- ✓ Realizar la caracterización mineralógica de todas las fracciones granulométricas, para conocer como se distribuyen las fases minerales identificadas en cada una de esas fracciones.

9 BIBLIOGRAFIA

- Albañil, H., Espejo, E. (2002). Mecánica de fractura y análisis de falla. Universidad Nacional de Colombia, 373 p.
- Besoain, E. (1985). *Mineralogía de arcillas de suelos*. Biblioteca OrtonII Ca. Costa Rica, 1205 p.
- Bravo, N. (2004). Las tesinas de Belgrano. Escuela de Química, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Belgrano, Buenos Aires, 32p.
- Caraballo, L. (1982b). El Golfo de Cariaco. Parte II: Los sedimentos superficiales y su distribución por el fondo. Fuente de sedimentos. Análisis mineralógico. *Boletín del Instituto Oceanográfico de Venezuela, Universidad de Oriente* **21**, 37 – 65.
- Carretero, M., Pozo, M. (2007). *Mineralogía aplicada: salud y medio ambiente*. Madrid: Editorial Paraninfo.
- Casanova, E. (2005). *Introducción a la ciencia del suelo*. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico, Universidad Central de Venezuela. Caracas, 453p.
- Curso de Riesgos Geológicos. (1988). *Riegos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 333 p.
- Dercourt, J., Paquet, J. (1978). *Geología*. Reverte. Barcelona, 423p.
- ChuanShun, L., XueFa, S., ShuhJi, K., MinTe, C., YanGuang, L., XiSheng, F., HuaHua, L., JianJun, Z., ShengFa, L., ShuQing, Q. (2011). Clay mineral composition and their sources for the fluvial sediments of Taiwanese rivers. *Chinese Science Bulletin*. **57**:673 – 681.
- Elosegi, A., Sabater, S. (2009). *Conceptos y técnicas en ecología fluvial*. Fundación BBVA. España, 21p.
- Faure, G (1991). *Principles and applications of inorganic geochemistry: A comprehensive textbook for geology students*. Macmillan Pub.Co. New York, USA 626p.
- Folk, R. J. (1978). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Pub. Co. Austin Texas, USA. 182 p.

- Galán, E. (1986). Las arcillas como indicadores paleoambientales. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*. **9**: 11 - 22.
- Goldschmidt, V. M. (1937). *The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks*. Journ Chemical Society. 655.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena J.M., Picard Cadillat, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Edición Foninves. Caracas, 1031p.
- González, J. (2000). Las arcillas como minerales industriales: caolines, bentonitas y arcillas especiales. Sociedad Cooperativa de Artes Gráficas. Zaragoza, 45p.
- Guggenheim, S., Martín, R. (1995). Definition of clay and clay mineral: Joint report of the AIPEA and CSM nomenclature committees. *Clay Mineralogy*. 257-259
- Guillén, R. (1982). Análisis químico de los elementos: Cu, Pb, Zn, Cd, Cr, Ni, Mn, Fe, Co, As, Hg y Carbono orgánico en los sedimentos del Río Tuy. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Química. Caracas.
- Guyot, J., Jouanneau, J., Soares, L., Boaventura, G., Maillet, N., Lagane, C. (2007). Composición de los minerales de arcilla de sedimentos fluviales de la Cuenca del Amazona. Elsevier. **71**: 340 - 356.
- Hao, W., Zhi, F, L., Edlic, S., Christophe, C., Ru, J., Yu, L., Long, Z. (2011). Chemical weathering in Malay Peninsula and North Borneo: Clay mineralogy and element geochemistry of river surface sediments. *Science China Press and Springer-Verlag Berlin Heidelberg*. **54**: 272–282.
- Henríquez, R. (2011). *Caracterización geoquímica de metales pesados en los sedimentos de fondo en la Cuenca del Río Tuy, Venezuela*. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Química, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 103p.
- Hulburt, C., Klein, C. (2006). *Manual de Mineralogía*. Editorial Reverté. España, 368p.
- Jacotte, C. (1996). Estudio granulométrico y geoquímico de los sedimentos de fondo de los ríos que drenan las rocas del Complejo de Cuchivero, estados Bolívar y Amazonas. Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Química, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 135 p.
- Jordán, M., Sanfeliu, T., De La Fuente, C., Queralt., I. (2000). Mineralogía de la fracción fina de sedimentos cretácicos de la Cuenca Ibérica Norte. *Cuaderno de Laboratorio Xeolóxico de Laxe Coruña*. **25**: 215-217.

- Krumbein, W., Pettijohn, F. (1938). *Manual of sedimentary petrography*. New York, Appleton-Century, 539p.
- Llevat, A., Travería, C., Martínez, M. (2005). Preparación de agregados orientados de arcilla mediante extensor. Instituto Jaime Almera de Investigaciones Geológicas, C.S.I.C, Barcelona. **21**: 136-140
- López, K., Etcheverry, R., Botto, I. (2007). Estudios morfológicos y composicionales por Microscopía Electrónica de EDAX en Depósitos Sedimentarios de Tandilla, Buenos Aires, Argentina. Tecnología ESPOL. **20**:115-121.
- Lugo, I. (1982). Estudio geoquímico de los sólidos suspendidos transportados por el Río Tuy. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Química. Caracas.
- Malgarejo, J. (2003). *Atlas de asociaciones minerales en lamina delgada*. Editorial GRAMAGRAF, S.A. España, 1073p.
- Manahan, S. (2006). *Introducción a la química ambiental*. Editorial Reverte, España, 760 p.
- Molina, M. (1984). *Sedimentación fluvial*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid, España, 194p.
- Nasser, K. (2012). *Estudio de la distribución de concentración de C, N, P y S en los sedimentos de fondo de la Cuenca del Río Tuy*. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Química, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 121p.
- Navarro, S., Ginés, N. (2002). *Química agrícola: El suelo y los elementos esenciales para la vida*. 2^{da} Edición, Editorial Mundi-Prensa Libros, 487 p.
- Navarro, A. (2011). Estudio geoquímico de metales pesados en los sólidos suspendidos de la cuenca del Río Tuy. Trabajo especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Química, Departamento de Geoquímica. Caracas. 121 p.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. Wiley Blackwell. Chichester, 411p.
- Perry, C., Taylor, K. (2007). *Environmental Sedimentology*. First edition. Black Publishing. Singapur. 441 p.
- Pettijohn, F. (1972). *Sedimentary Rocks*. Springer-Verlag, 618p.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1975). *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, 618p.
- Picard, X. (1968) Geología de la Cuenca de Santa Lucia, Ocumare del Tuy. Boletín de Geología N° 19. Caracas, 296p.
- Poppe, L., Paskevich, V., Hathaway, J., Blackwood, D. (2001). A laboratory manual for X-Ray powder diffraction. *U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey*. 01-041.
- Requena, A., Claus, F., Fernández-Caliani, L. (1991). Mineralogía y aspectos geoquímicos de los sedimentos actuales del río Odiel (Huelva). *Cuaderno de Laboratorio Xeolóxico de Laxe Coruña*. **16**: 135-144.
- Rodríguez J, Carriazo J, Corredor P, Molina R, Moreno S. (2005). Síntesis de materiales microcompuestos de polianilina/arcilla: caracterización y evaluación de su actividad como agentes anticorrosivos. *Revista Colombiana de Química*. **37**: 515-528.
- Romero, R., García, C., Pérez, A., Macías, F. (1995). Mineralogía de la fracción arcilla de suelos y sedimentos de la Cuenca de Maceda. *Edafología y Geología*. Facultad de Biología Universidad de Santiago de Compostela. **30**: 631-638.
- Skoog, D., James, F., Nieman, T. (2008). *Principios de Análisis Instrumental*. Sexta edición. Editorial Mac Gram Hill. 1024p.
- Starkey, H., Blackmon, P., Hauff, P. (1984). The routine mineralogical analysis of clay-bearing samples. *U.S. Geological Survey* **1563**: 1-32
- Tarbuck, E.J. y Lutgens, F.K. (1999). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física*. Sexta edición. Editorial Prentice Hall. 616 p.
- Torrealba, J. (2002). Caracterización geoquímica de las arcillas de la Formación Carapita, Cuenca Oriental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Química, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 120p.
- Tosiani, T., Yanes, C. y Ramírez, A. (2005). Sedimentos recientes frente al delta del Orinoco, Venezuela. *Frente Atlántico venezolano. Investigaciones Geoambientales: Ciencias de la Tierra. Petróleos de Venezuela, S.A. (PDVSA)-Fondo editorial Fundambiente. Caracas, Venezuela* **2**, 53-61.
- Wu, W., Xu, S., Lu, H., Yang, J., Yin, H., Liu, W. (2011). Mineralogy, major and trace element geochemistry of riverbed sediments in the headwaters of the Yangtze, Tongtian River and Jinsha River. *Journal of Asian Earth Sciences* **40**: 611–621.

- Yanes, C. (1980). *Estudio Geoquímico de la Cuenca del Río Tuy-II (Al, Si, Cu, Zn, P y Mo)*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias Escuela de Química, Caracas.
- Zambrano, S. (1970). Estudio Regional de la Cuenca del Río Tuy. Boletín de Geología. N° 21. Caracas, 206 p.
- Zapico, C. (1992). Estudio geoquímico de sedimentos en el Río Caroní, trecho: Salto Aripiche, población Uriman, estado Bolívar, Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Química, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 115p

