

**CARACTERIZACIÓN MULTIESCALA DE LA FORMACIÓN UMIR, ENTENDIENDO LA  
HETEROGENEIDAD ESPACIAL DESDE UNA PERSPECTIVA MICROSCÓPICA.**

Juan Felipe Ospina Oviedo

Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de Geólogo

Asesores:

Dr. Alejandro Beltrán Triviño

Daniel Felipe Duarte

MEDELLÍN

UNIVERSIDAD EAFIT

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOLOGÍA

2020

Nota de aceptación

---

Presidente del jurado

---

Jurado

---

Jurado

---

Medellín, noviembre de 2020

# Tabla de contenidos

Resumen .....	7
Introducción .....	8
<b>OBJETIVOS.....</b>	<b>12</b>
Objetivo general .....	12
Objetivos específicos .....	12
Planteamiento del problema .....	13
Localización.....	13
Marco Geológico .....	15
Geología regional.....	15
Geología local .....	17
Formación Umir .....	17
Formación Lisama .....	18
Formación La Paz .....	18
Formación Esmeraldas.....	18
Geología estructural.....	19
Pregunta de investigación.....	20
Hipótesis de trabajo .....	20
Marco teórico .....	21
Principales factores de inestabilidad en shales .....	21
Factores estructurales.....	21
Factores microestructurales y microtextuales .....	22
Factores Químicos.....	23
Contenido y composición mineral .....	23
Arcillas .....	24
Tipos de arcillas .....	25
Tipo 1:1 .....	25
Caolinita.....	25
Tipo 2:1 .....	26
Esmectita (montmorillonita).....	26
Illita.....	27
Clorita .....	27

<b>Métodos usados para el análisis</b> .....	29
<b>TOMOGRAFIA COMPUTARIZADA (CT)</b> .....	29
<b>MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO (SEM)</b> .....	30
<b>DIFRACCION DE RAYOS X (XRD)</b> .....	30
<b>FLUORESCENCIA DE RAYOS X (XRF)</b> .....	32
<b>CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO (CEC)</b> .....	32
<b>Metodología</b> .....	33
<b>Glosario</b> .....	34
<b>Fracturas naturales</b> .....	34
<b>Fracturas cerradas</b> .....	34
<b>Fracturas parciales</b> .....	34
<b>Fracturas inducidas</b> .....	34
<b>Breakouts</b> .....	35
<b>Tomografía Computarizada (CT)</b> .....	35
<b>Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)</b> .....	36
<b>Difracción de rayos X (XRD)</b> .....	36
<b>Fluorescencia de rayos x dispersiva por longitud de onda (WD-XRF)</b> .....	37
<b>Blue Methylene Index (BMI)</b> .....	38
<b>Resultados</b> .....	39
<b>Tomografía Computarizada (CT)</b> .....	39
<b>Análisis Estructural</b> .....	44
<b>Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)</b> .....	48
<b>Mineralogía Total</b> .....	56
<b>Mineralogía de la arcilla</b> .....	60
<b>Concentración elemental (XRF)</b> .....	62
<b>Capacidad de Intercambio Catiónico (CEC)</b> .....	64
<b>Análisis de resultados</b> .....	65
<b>Conclusiones</b> .....	69
<b>Recomendaciones</b> .....	70
<b>Referencias</b> .....	71

## Lista de figuras

Figura 1. Mecanismos de salida del fluido de perforación del pozo. Durante la circulación del lodo de perforación de vuelta a la superficie (flechas verdes), el fluido entra en contacto con el pozo. En las prácticas de perforación tradicionales, la presión en el pozo excede la de la formación, lo que impide que los fluidos de la formación entren en el pozo. Tomado de Cook et al., 2011. ....	9
Figura 2. La imagen izquierda corresponde a una ventana del peso del lodo, el límite inferior (línea azul claro) definida por la presión de poros, el límite superior (línea roja) definida por el gradiente de fracturamiento. La imagen derecha corresponde a las problemáticas que pueden generarse si el peso del lodo suele ser gestionado de manera incorrecta. Tomado de Cook et al., 2011. ....	10
<i>Figura 3. Flujo de trabajo sugerido para el análisis de daños en la Formación, tomado de Radwan et al., 2019. ....</i>	12
Figura 4. Cuenca del Valle medio del Magdalena, ubicación y límites. Tomado de Barrero et al., 2007...	14
Figura 5. Localización general del área de estudio delimitada por el recuadro rojo. (Por temas de confidencialidad no es posible brindar el nombre del pozo). ....	15
Figura 6. Tabla cronoestratigráfica del Valle medio del Magdalena (VMM) modificado después de Etayo (1985a, 1994), Geotec (1992, 2000), Cooper et al., (1995), Gómez (2001), Sarmiento-Rojas (2001) y Mora et al., (2010). ....	16
<i>Figura 7. Flujo de trabajo para la caracterización multiescala de un shale. Tomado de Saif et al., 2017..</i>	29
<i>Figura 8. Difractograma comparativo de agregados desorientados. Tomado de Gaviria et al., 2014. ....</i>	31
Figura 9. Iones absorbidos-adsorbidos en la arcilla y el sitio de su fijación en las partículas de arcilla. Los iones adsorbidos se encuentran dentro de la estructura (entre las capas de la estructura mineral) mientras que los iones absorbidos se encuentran en la superficie de la partícula. Tomado de (Velde, 2013). ....	33
Figura 10. Tomografía computarizada (CT) detallando fracturas inducidas (rojo) y selladas (azul) identificadas en el núcleo estudiado. ....	40
Figura 11. Tomografía computarizada (CT) en la que fueron identificadas fracturas parciales (imagen lateral derecha), y laminaciones (rojo) (imagen central y lateral izquierda).....	41
Figura 12. Tomografía computarizada (CT) en la que se evidencian fracturas naturales (rojo) junto con nódulos (verde) en la muestra.....	42
Figura 13. Apertura promedio de las fracturas por imagen, los datos se encuentran en mm.....	43
Figura 14. Longitud promedio de las fracturas por muestra, los datos se encuentran en mm. ....	44
Figura 15. Picado de imagen 2D de una sección del núcleo observada mediante tomografía computarizada (CT). Este picado corresponde a las laminaciones identificadas. ....	45

Figura 16. Datos de rumbo y buzamiento de las laminaciones identificadas en la figura 16.....	45
Figura 17. A). Picado de imagen 2D de una sección del núcleo observada mediante tomografía computarizada (CT). Este picado corresponde a las fracturas mineralizadas identificadas. B). Datos de rumbo y buzamiento de las fracturas mineralizadas observadas en el núcleo.....	46
Figura 18. Picado de imagen 2D de una sección del núcleo observada mediante tomografía computarizada (CT). Este picado corresponde a las fracturas naturales identificadas.....	47
Figura 19. Datos de rumbo y buzamiento de las fracturas naturales identificadas en la figura 19. ....	47
Figura 20. Escalas utilizadas para el análisis en la microscopía electrónica de barrido (SEM). Las escalas observables son 2 mm en (A). 500 $\mu\text{m}$ en (B). 300 $\mu\text{m}$ en (C). 100 $\mu\text{m}$ (D), 50 $\mu\text{m}$ en (E) y 30 $\mu\text{m}$ en (F)..	48
Figura 21. Rastros de materia orgánica presentes en la muestra. Si se observa con detenimiento es posible notar que la cantidad puede llegar a ser considerable. El recuadro amarillo corresponde al acercamiento realizado en la misma que resulta en la figura 21. ....	49
Figura 22. Rastros de materia orgánica presentes en la muestra. ....	50
Figura 23. Rastros de materia orgánica relleno algunos de los espacios vacíos (microporos).....	50
Figura 24. Imagen SEM a 100 $\mu\text{m}$ . En la figura es posible distinguir tamaños de grano variables, partículas de cuarzo, feldespato, arcilla y pirita, así como canales por disolución.....	51
Figura 25. Imagen SEM a 100 $\mu\text{m}$ . En la figura es posible distinguir micro-fracturas y microcanales por disolución.....	52
Figura 26. Acercamiento realizado en la figura 25, corresponde al cuadro rojo. En la imagen se pueden observar microporos (rojo) con un tamaño variable entre los 1 – 10 $\mu\text{m}$ .....	53
Figura 27. Acercamiento realizado en la figura 25, corresponde al cuadro naranja en la parte central. En la imagen se pueden observar microporos (en naranja) con un tamaño entre los 0,1 - 5 $\mu\text{m}$ . ....	53
Figura 28. Acercamiento realizado en la figura 25, corresponde al cuadro naranja de la zona lateral derecha. En la imagen se pueden observar microporos (en naranja) con un tamaño tan pequeño que no fue posible medirlos mediante la metodología utilizada. ....	54
Figura 29. Distribución del tamaño de microporos presentes en la muestra. ....	55
Figura 30. Distribución del tamaño de microporos presentes en la muestra. ....	56
Figura 31. Distribución del tamaño de microporos presentes en la muestra. ....	56
Figura 32. Gráfico del fondo del pozo que muestra la variabilidad mineralógica (cuarzo, feldespatos, siderita, arcillas y sulfuros) de la Formación Umir. En general se observa poca variabilidad basada en la composición mineralógica con la excepción de la muestra 7630-7770 pies que tiene cantidades ligeramente elevadas de siderita.....	58

Figura 33. Gráfico del fondo del pozo que muestra la variabilidad mineralógica de las arcillas en cuestión de la Formación Umir.....	59
Figura 34. Difractograma que muestra las fases de la arcilla identificadas. Los valores en los picos corresponden al espacio interplanar (d) de cada mineral.....	61
Figura 35. Difractograma de las fases típicas de los minerales presentes en la muestra: Cuarzo, albita, siderita, illita, caolinita, clorita y pirita.....	62
Figura 36. Concentraciones de elementos principales respecto a la profundidad, se observa altos contenidos de $Al^{3+}$ y $Si^{4+}$ , así como concentraciones considerables de $K^+$ y $Fe^{3+}$ . Datos obtenidos por terceros.....	63
Figura 37. Esquema simplificado de la doble capa difusa (DDL) asociada a la superficie de los minerales de arcilla en los poros del shale, lo que indica la presión generada por la superposición forzada de la DDL. (Tomado de Wilson y Wilson, 2014).....	67
Figura 38. Concentraciones elementales en los minerales obtenidas mediante el WD-XFR (datos suministrados por terceros), la illita presenta concentraciones considerables tanto de $K^+$ como de $Fe^{3+}$ .....	68

## Resumen

El presente trabajo genera una caracterización desde la escala de centímetros (cm) a micrómetros ( $\mu m$ ) mediante el análisis de roca digital utilizando tomografía computarizada de rayos X (CT), microscopía electrónica de barrido (SEM), difracción de rayos X (XRD), fluorescencia de rayos X (XRF) y capacidad de intercambio catiónico (CEC). La metodología presentada en este estudio fue realizada en un núcleo recuperado entre los 8060 – 8250 pies (2455 – 2515 metros) y complementados con información obtenida anteriormente correspondiente a 11 núcleos más (5650 – 8060 y 8250 – 8303 pies), todos pertenecientes al mismo pozo. Sin embargo, por cuestiones de confidencialidad el nombre de este no puede ser suministrado en el presente trabajo. Los conjuntos de datos se registraron entre sí y se utilizaron para extraer las principales propiedades petrofísicas de la lutita de la Formación Umir como la mineralogía, composición química y tamaño de poro/fractura, esta información será la base del diseño de un fluido de perforación, permitiendo determinar la estrategia más efectiva del sello

óptimo para minimizar pérdidas y asegurar la estabilidad de la Formación al momento de ser perforada y no comprometer así la operación.

## **Introducción**

Las operaciones de perforación para la extracción de recursos naturales como el petróleo y el gas suelen estar acompañadas de grandes retos y problemáticas debido al cambio de las condiciones iniciales del medio. Estas operaciones por lo general deben de atravesar distintas Formaciones que presentan cambios litológicos en profundidad. Algunas de estas Formaciones problemáticas suelen ser la lutitas o rocas de grano muy fino, que por lo general suelen ser consideradas impermeables y poco porosas. Estas consideraciones, a veces llevan a un desarrollo erróneo de los lodos a utilizar para perforar estas Formaciones.

Sin embargo, la inestabilidad de las lutitas va mucho más allá del diseño adecuado del lodo, la estabilidad de estas rocas arcillosas es de hecho, profundamente afectada por sus complejas interacciones físicas y químicas con los fluidos de perforación (figura 1) (Van Oort, 2018). Por consiguiente, la inestabilidad de los pozos es, el problema técnico más importante que se presenta en la perforación y una de las mayores fuentes de pérdida de tiempo y costo de los problemas (Van Oort, 1996). Los problemas operacionales que se derivan de tales inestabilidades pueden variar desde la alta carga de sólidos del lodo que requiere dilución, hasta problemas de limpieza de los pozos debido a la reducción de las velocidades anulares en las secciones de los pozos más grandes, hasta la tubería atascada a gran escala como resultado del derrumbe y el colapso de los pozos (Van Oort, 2003).

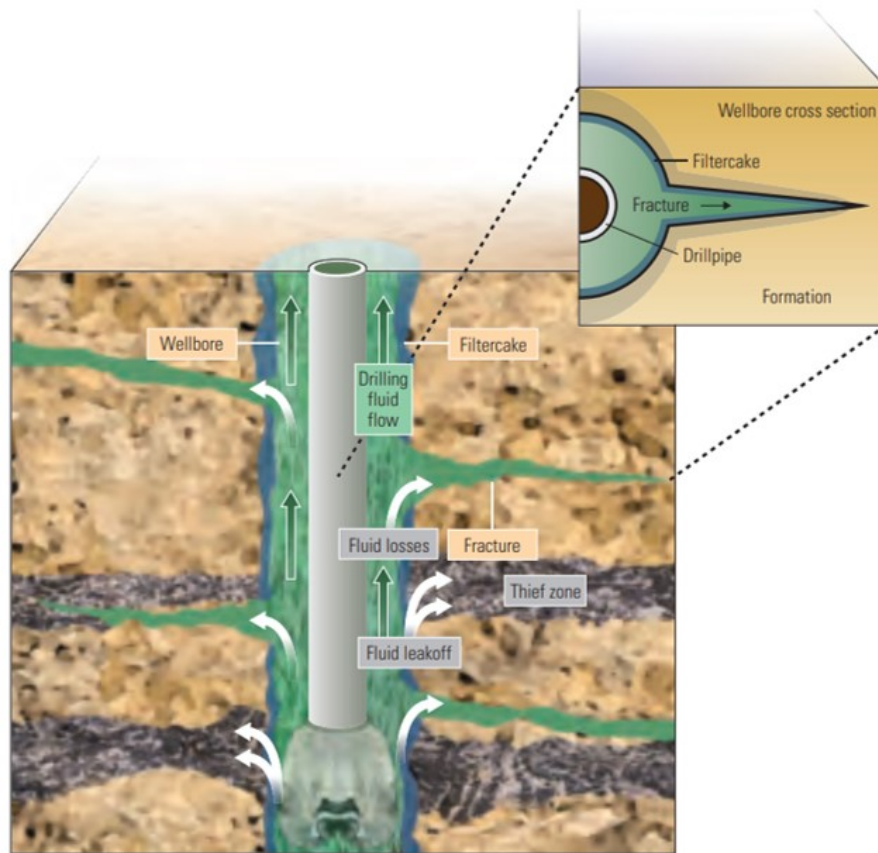


Figura 1. Mecanismos de salida del fluido de perforación del pozo. Durante la circulación del lodo de perforación de vuelta a la superficie (flechas verdes), el fluido entra en contacto con el pozo. En las prácticas de perforación tradicionales, la presión en el pozo excede la de la formación, lo que impide que los fluidos de la formación entren en el pozo. Tomado de Cook et al., 2011.

Van Oort (2003) plantea que los fundamentos del problema de la inestabilidad de la lutita deben entenderse primero para poder responder a esta pregunta. Esto requiere una apreciación de: 1) los procesos de transporte en las lutitas, 2) los cambios físico-químicos causados por este transporte y 3) las implicaciones de estos cambios para la estabilidad mecánica y química de las lutitas.

Tradicionalmente, los pozos se perforan en una condición de sobre-balanceo. El peso del lodo, o densidad, es la principal fuente de presión hidrostática en un pozo. Cuando circula por el pozo, el lodo contribuye a una presión en el pozo que puede expresarse en términos de la densidad de circulación equivalente. En un estado de sobre-balanceo, esta densidad circulante equivalente puede producir una presión hidrostática inferior a la presión de los poros, resultando así en un influjo no planificado de fluidos de Formación en el pozo (Cook et al., 2011).

Así mismo, pueden surgir otros obstáculos para la seguridad y la viabilidad económica del pozo si la presión hidrostática es demasiado baja para soportar la roca en el pozo. El lodo de perforación debe ser lo suficientemente pesado como para contrarrestar la inestabilidad en el pozo que se crea cuando la roca se retira a través del proceso de perforación. Si se selecciona un lodo de perforación de densidad insuficiente (figura 2), el resultado puede ser la inestabilidad del pozo y, en casos extremos, el colapso de este (Cook et al., 2011).

Por el contrario, un fluido de perforación con un peso de lodo excesivamente alto ejerce una presión hidrostática que puede exceder la integridad mecánica de la Formación, forzando al fluido de perforación a entrar en fracturas naturales. Las fracturas naturales pueden estar presentes en cualquier tipo de Formación, pero se producen con mayor frecuencia en entornos geológicos con una actividad tectónica continua. Estos planos de debilidad también presentan una problemática al momento de realizar estas operaciones, ya que existe mayor probabilidad de infiltración del fluido de perforación en la Formación, cambiando así las presiones en el sistema.

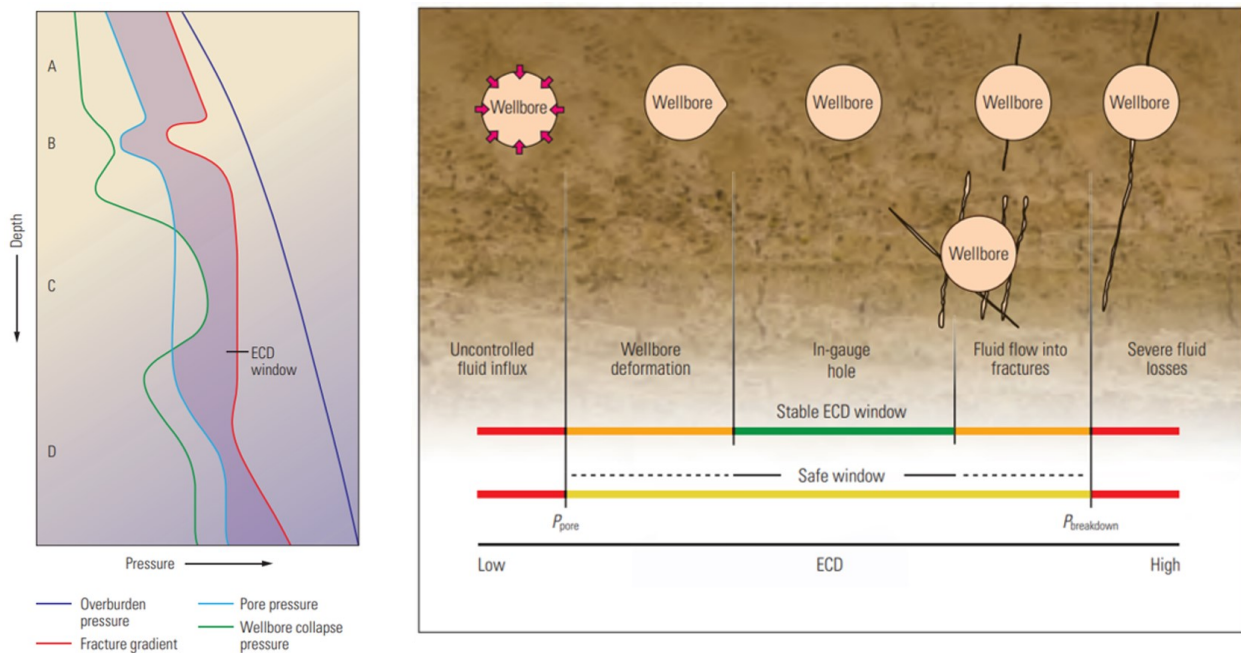


Figura 2. La imagen izquierda corresponde a una ventana del peso del lodo, el límite inferior (línea azul claro) definida por la presión de poros, el límite superior (línea roja) definida por el gradiente de fracturamiento. La imagen derecha corresponde a las problemáticas que pueden generarse si el peso del lodo suele ser gestionado de manera incorrecta. Tomado de Cook et al., 2011.

Es evidente que existen diversos mecanismos que afectan a las formaciones, por esta razón es esencial comprender de manera cuantitativa y cualitativa la geología de cada proyecto en conjunto con las características de la Formación para definir la fuente, las causas y la técnica de tratamiento adecuada en la inestabilidad de cada pozo (Radwan et al., 2019).

Las formaciones de lutitas se caracterizan por una mineralogía compleja, una nanoporosidad ultra baja y una permeabilidad nano-dárcica que hacen que estas rocas representen un reto aún más arduo a la hora de identificar el tratamiento adecuado (Goral et al., 2019). La complejidad de la lutita se demuestra tanto en la heterogeneidad composicional de la matriz como en la estructura del espacio poroso. En este tipo de rocas, la materia orgánica está estrechamente ligada dentro de una matriz heterogénea. La matriz inorgánica consiste en minerales de arcillas, carbonatos, feldespatos, cuarzo y pirita (Dyini, 2003, Karabakan y Yürüm, 1998, Wang et al., 2009). La heterogeneidad dentro de estas formaciones existe a través de múltiples escalas de longitud debido a complejos procesos sedimentarios y diagenéticos (Picard, 1955, Taylor y Ritts, 2004, Lee et al., 2007, Speight, 2012).

Sin embargo, estas formaciones tienen características que facilitan el desarrollo de fracturas, son propensas a procesos de hinchamientos o dispersión (dependiendo de su estructura cristalina y composición química), por lo que requieren una evaluación cuidadosa y sistemática para determinar el tratamiento necesario a aplicar. Por las razones expuestas anteriormente, cada pozo debe considerarse como un proyecto de investigación por sí mismo.

El análisis central consiste típicamente en la difracción de rayos X (XRD) y la microscopía electrónica de barrido (SEM) para comprender las características de la Formación y la aparición de minerales sensibles, mientras se analizan mecanismos potenciales de inestabilidad (Civan, 2015). Por tal motivo, el siguiente estudio utiliza en conjunto diversas técnicas (CT, SEM, XRD, XRF y BMI) para dar respuesta al mecanismo que se encuentra detrás de la desestabilización de esta Formación.

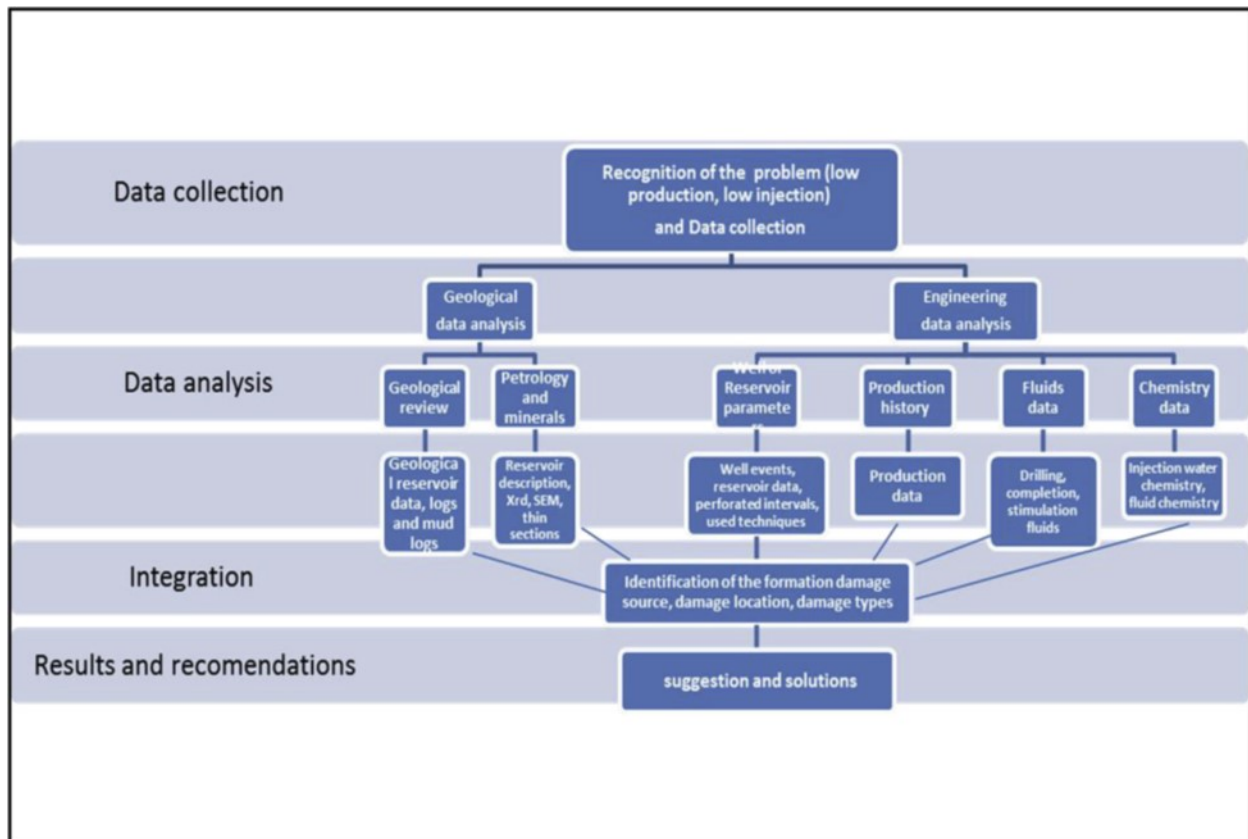


Figura 3. Flujo de trabajo sugerido para el análisis de daños en la Formación, tomado de Radwan et al., 2019.

## OBJETIVOS

### Objetivo general

Determinar las principales propiedades petrofísicas de la Formación Umir a partir de análisis de núcleos, los cuales permitan caracterizarla correctamente, con el fin de realizar una estrategia de sello que brinde de manera efectiva, mayor estabilidad mecánica a esta.

### Objetivos específicos

- Realizar un estudio petrológico detallado a diversas escalas de la Formación Umir presente en el área de estudio.
- Generar un procedimiento óptimo para el procesamiento de las muestras.

- Determinar la mineralogía cualitativa y cuantitativa a través de análisis XRD y XRF.
- Determinar la distribución del tamaño de los poros y fracturas a través del procesamiento digital de imágenes de SEM/CT.

## **Planteamiento del problema**

En la cuenca del Valle Medio del Magdalena se encuentran algunas de las operaciones de extracción de crudo más importantes del país, sin embargo, muchas de estas suelen sufrir contratiempos y complicaciones debido a los daños que las formaciones pueden llegar a experimentar. Este es el caso, por ejemplo, de la Formación Umir, la cual ha sido definida como un shale carbonáceo, gris, blando, de laminación delgada, con bandas y nódulos de siderita (Taborda, 1965), la cual, en ciertos pozos suele ser perforada para alcanzar el reservorio objetivo.

Debido a que esta Formación al ser perforada experimenta problemas de inestabilidad que pueden comprometer la operación durante la fase de perforación, surge la necesidad de desarrollar una caracterización mineralógica, estructural y porcentual de material inorgánico que permita la correcta clasificación de la roca, con la finalidad de reconocer y diferenciar los principales mecanismos que deterioran la integridad de esta, con el fin de comprender cuál es el factor principal que se encuentra detrás de esta desestabilización.

### **Localización**

Entre las Cordilleras Oriental y Central se encuentra la Cuenca del Magdalena, la cual es dividida en tres segmentos: Cuenca del Valle Superior del Magdalena (VSM), Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM) y Cuenca del Valle Inferior del Magdalena (VIM). Esta subdivisión se ha realizado acorde con la abundancia de crudo, características geológicas y localización geográfica de cada parte de la cuenca (Roncancio y Martínez, 2011; Jiménez et al., 2012).

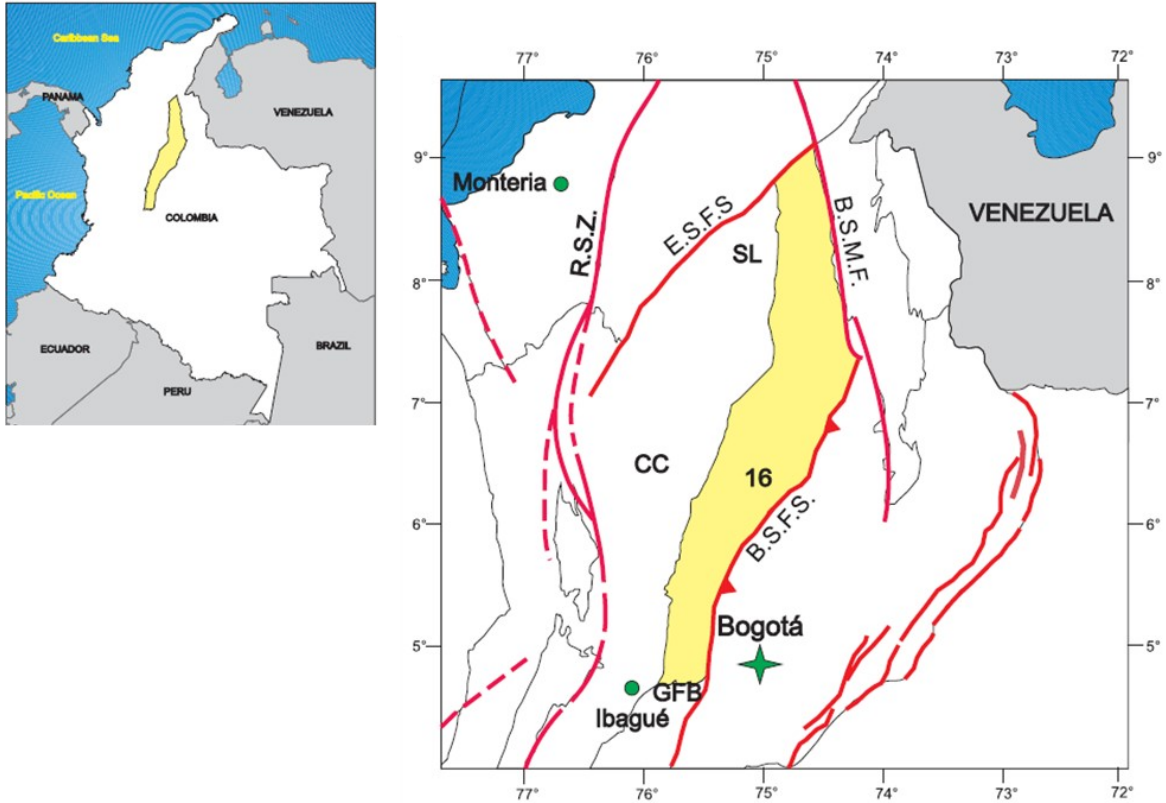


Figura 4. Cuenca del Valle medio del Magdalena, ubicación y límites. Tomado de Barrero et al., 2007.

El área de estudio está localizada en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (Figura 4), la cual se ha definido como una cuenca intermontañosa que separa los dos ramales orientales de los Andes colombianos: la Cordillera Central al oeste y la Cordillera Oriental al este. Tiene como límites norte y sur el sistema de fallas del Espíritu Santo y el cinturón de Girardot, respectivamente (De Porta, 1966). Al noreste la cuenca está limitada por el sistema de fallas Bucaramanga-Santa Marta y al sureste por los sistemas de fallas Bituima y La Salina (Barrero et al., 2007). El límite occidental está marcado por la superposición de la cuenca del Neógeno que se adentra en la Serranía de San Lucas y en el basamento de la Cordillera Central (Gómez et al., 2003; Gómez et al., 2005; Rolon y Toro, 2003). La localización exacta del pozo del cual se ha obtenido toda la información para poder realizar este trabajo no puede ser suministrada por temas de confidencialidad, sin embargo, la figura 5 ilustra la zona de estudio en mayor detalle con la finalidad de brindar una ubicación general al lector.

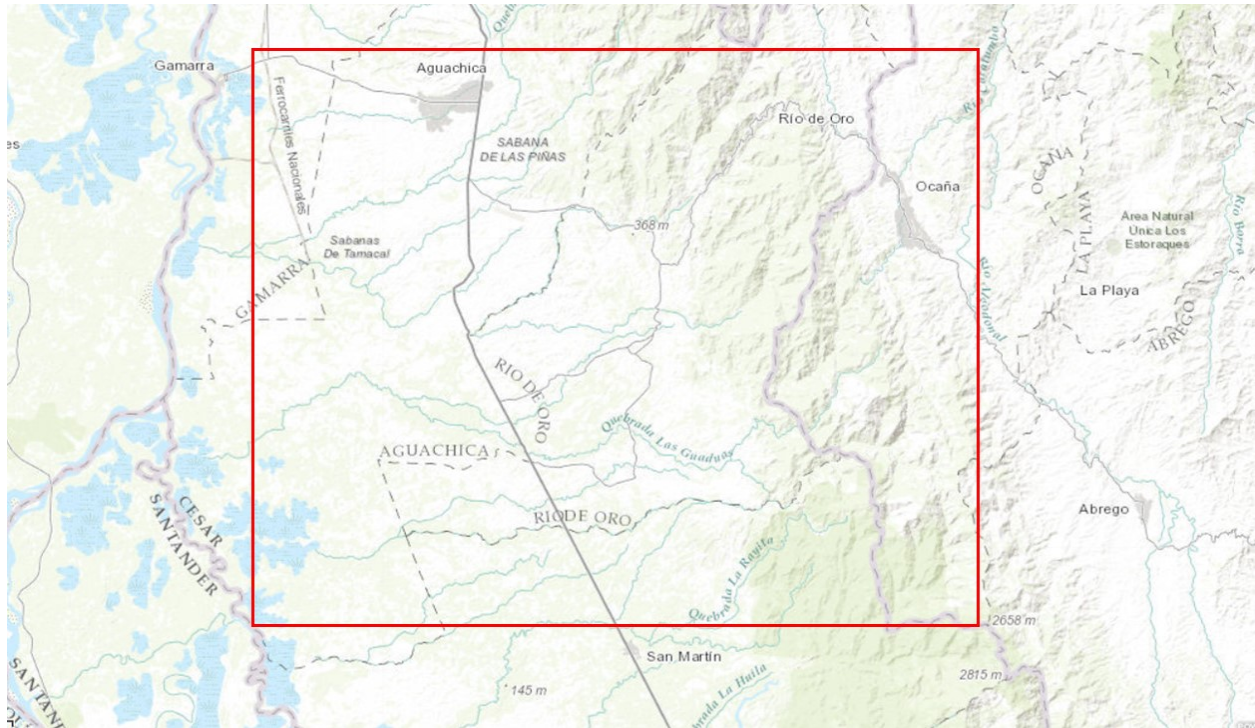


Figura 5. Localización general del área de estudio delimitada por el recuadro rojo. (Por temas de confidencialidad no es posible brindar el nombre del pozo).

## Marco Geológico

### Geología regional

El entorno geodinámico del norte de los Andes está controlado por la interacción entre las Placas de Nazca, Sudamérica y Caribe, esta configuración incluye el desarrollo de una zona de subducción a lo largo del margen continental del noroeste de América del Sur (Cediél y Shaw, 2018). Cediél et al. (2003) han propuesto que la placa Suramérica permaneció en una posición para-autóctona desde su formación, la cual se ha determinado que incluye rocas ígneas y metamórficas asociadas al Cratón Amazónico.

Por otra parte, autores como Kerr (1997) e Hincapié-Gómez (2018) han comunicado que la placa Caribe se encuentra relacionada a la formación de una gran provincia ígnea generada en el océano pacífico, en una latitud sur respecto a su actual posición entre las Américas, de esta manera, se ha inferido el carácter alóctono de esta placa oceánica. Finalmente, la placa Nazca se constituye gracias a la fisión Oligocena de la antigua Placa

Farallón, proceso que dio paso a las placas Cocos y Nazca, esta última considerada en actual formación por el continuo aporte de material de la dorsal medio-oceánica de los Galápagos (Lonsdale, 2005).

La evolución tectónica del noroccidente de América del Sur puede considerarse entonces en dos amplios períodos de tiempo: 1) la orogenia pre-andina (del Precámbrico al Mesozoico temprano) y 2) la orogenia andina (del Mesozoico tardío al Cenozoico) (Cediel et al. 2003). Antes de la orogenia andina, los eventos tectónicos registrados en el Proterozoico medio-tardío (Grenvilliano), Ordovícico medio a Silúrico, Permo-Triásico y Jurásico a través del Cretácico temprano-medio demuestran la compleja historia pre-andina registrada dentro de los terrenos del basamento a lo largo de los Andes colombianos (Cediel y Shaw, 2018).

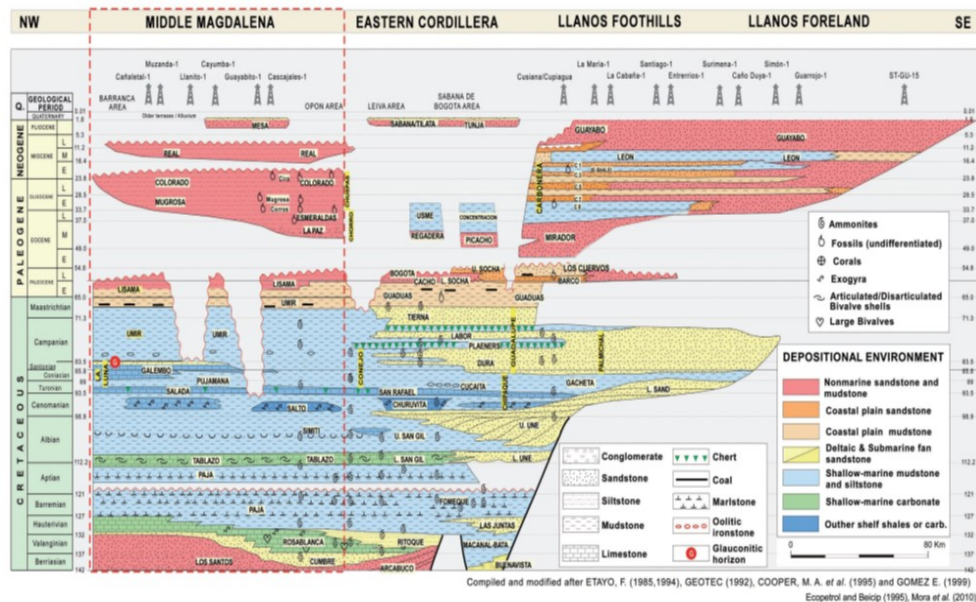


Figura 6. Tabla cronoestratigráfica del Valle medio del Magdalena (VMM) modificado después de Etayo (1985a, 1994), Geotec (1992, 2000), Cooper et al., (1995), Gómez (2001), Sarmiento-Rojas (2001) y Mora et al., (2010).

Durante el Mesozoico tardío, los ensamblajes de márgenes continentales, incluidos los sedimentos basales epiclásticos, los terrones de arco oceánico y ofiolitas, se acumularon en el margen del bloque continental, al oeste de la nascente Cordillera Central. El inicio de la orogenia andina, provocado por la colisión compresiva entre el Bloque Panamá-

Choco y el noroeste de América del Sur a finales del Paleógeno (Farris et al. 2011), estuvo acompañado por la reconfiguración de la subducción a lo largo del margen del Pacífico y un aumento de la tasa de levantamiento y exhumación en gran parte del sistema cordillerano colombiano (Restrepo-Moreno et al., 2009; Farris et al., 2011), en la que se generó el levantamiento de los macizos rocosos que hoy constituyen las tres ramificaciones de la Cordillera de Los Andes que están presentes en Colombia (Restrepo-Moreno et al., 2009).

## **Geología local**

### **Formación Umir**

Guerrero (2012) ha destacado que la Formación Umir es una singular unidad del VMM tanto por el apreciable espesor acumulado como por el contrastante cambio litológico y composicional que la caracteriza. Aunque en su gran mayoría son lodolitas grises, son comunes las intercalaciones de areniscas y capas de carbón que se hacen más frecuentes hacia la parte media superior, donde se reconocen mantos explotables.

Las facies arenosas más recurrentes en la parte superior de la unidad al igual que la aparición de lodolitas verde azulosas, sustentan la conformación de pantanos asociados a áreas próximas costeras y restringidas (Sarmiento et al., 2015). La parte inferior de la Formación contiene shales gris azulosos a negros, con laminaciones carbonáceas y micáceas. La parte superior está compuesta por un shale blando, gris oscuro a gris verdoso, el cual presenta unas capas de arenisca dura de grano fino y delgados mantos de carbón. Capas delgadas, lentes y pequeñas concreciones de hierro se encuentran en cantidades variables a través de la Formación (Ward et al., 1973).

La evidencia faunística indica un ambiente nerítico medio para el Campaniano y un ambiente nerítico superior a continental para las partes de Umir del Mastrichtiano inferior (Ward et al., 1973). La depositación marina terminó a fines del Cretáceo a medida que la Cordillera Oriental comenzó a levantarse y se constituyó en la fuente de los sedimentos continentales del Terciario que se depositaron en sus flancos (Morales, 1958).

## **Formación Lisama**

Las capas de la Formación Lisama son de carácter transicional y siguieron el final de la depositación marina de la Formación Umir. Son principalmente shales moteados con colores marrón y gris, que llevan intercalaciones de areniscas de grano medio a fino, gris, gris verdoso y marrón (Morales, 1958). Hacia el tope de la Formación, las areniscas son de grano más grueso, así mismo se encuentran mantos de carbón, pero son más delgados que los de la Formación Umir (Ward et al., 1973).

Los estudios palinológicos indican una edad Paleoceno para la Formación Lisama, según Taborda (1965). El carácter litológico de esta Formación sugiere condiciones de depositación que van desde lagunares a deltaico (Pardo-Trujillo y Jaramillo, 2002, Pardo-Trujillo et al., 2003, Pardo-Trujillo, 2004).

## **Formación La Paz**

La unidad consiste principalmente de areniscas conglomeráticas gris claras, masivas, con estratificación cruzada. En la parte inferior y cerca del tope, hay intercalaciones de lodolita gris, de consistencia blanda (Taborda, 1965).

La edad temprana-media del Eoceno para la base de la Formación La Paz se define sobre la base de las limitaciones de edad palinológica para el miembro oriental del sinclinal (Pardo-Trujillo y Jaramillo, 2002, Pardo-Trujillo et al., 2003, Pardo-Trujillo, 2004). La Formación produce petróleo en algunos de los campos más pequeños del VMM.

## **Formación Esmeraldas**

La Formación consiste en areniscas de grano fino, gris claro a gris verdoso, presenta estratificación fina a laminada y limolitas con intercalaciones de shale gris oscuro, así mismo dentro de esta se encuentran mantos de lignito (Pilsbry y Olsson, 1935). Se indica para su ambiente de depositación un origen deltaico y lagunar (Morales et al., 1958)

El control de la edad de los ensamblajes fósiles palinomorfos, los bivalvos y gasterópodos del horizonte fósil de Los Corros (que cubre la Formación Esmeraldas)

definen una edad de depósito desde el Eoceno tardío hasta el Oligoceno temprano (Gómez et al., 2005, Pilsbry y Olsson, 1935).

## Geología estructural

Tanto Mojica et al. (2009) como Córdoba et al. (1996) han descrito la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM) como una depresión tectónica asimétrica, limitada por estructuras compresivas a transpresivas. En toda su historia geológica esta ha experimentado diversos episodios de inversión tectónica, los cuales permitieron que el ambiente predominantemente extensional del Mesozoico, caracterizado por la presencia de fallas normales, se invirtiera a un régimen de carácter compresivo Cenozoico que incluyó la aparición de nuevas fallas y el cambio del comportamiento de las estructuras preexistentes, dando paso a fallas inversas y de cabalgamiento (Roncancio y Martínez, 2011).

*Tabla 1. Gráfico de los eventos de deformación tectónica que afectaron a los dominios estructurales del VMM en diferentes momentos. Tomado de Sarmiento, 2011.*

Time	North-western province	South-western province	Central province	Eastern Cordillera foothills province	Girardot southern province
Late Jurassic	Normal faulting dextral transcurrent faulting (Palestina F)		Normal faulting		
Early Cretaceous	Normal faulting				
Late Cretaceous - Paleocene			East verging shortening		Positive flower structures in a transpressive regime
Eocene			East verging compressional shortening. Dextral	West verging compressional shortening (Restrepo-Pace).	
Oligocene Early Miocene	Normal faults partially inverted towards the east of the province.	Normal faults partially inverted towards the east of the province.	West verging compressive to transpressive deformation		
Late Miocene				West verging compressive to transpressive deformation	WNW-ESE compression reactivated Late Paleocene structures

La siguiente descripción tectónica fue tomada de la memoria explicativa de la plancha 75 – Aguachica. En la zona de estudio se encuentran cuatro sistemas de fallas, 2 principales, en sentido SW-NE y SSE-NNW. Estos sistemas se interceptan entre sí, formando así un enrejado característico típico de una zona con un alto control estructural. Los otros 2 sistemas son de menor extensión, y presentan sentidos SE-NW-NNE (para la zona oriental de la plancha) y el segundo en sentido NS (zona central y occidental).

El sistema de fallas con dirección SW-NE son las más numerosas y extensas en la zona, algunas de estas alcanzan extensiones de 40 km. En la zona occidental de la plancha presentan fallamiento normal, sin embargo, en las regiones central y oriental este sistema presenta un comportamiento inverso. El sistema de fallas SSE-NNW tienen un carácter muy similar al anterior, solo se diferencian en ser menos numerosas y presentar extensiones mucho menores.

El sistema de fallas SE-NW-NNE se encuentra en la zona oriental de la plancha, este sistema se caracteriza por fallas inversas de alto ángulo y por tener una extensión aproximada de 25 km. Por último, el sistema de fallas NS, son fallas normales, reactivadas posteriormente como inversas con una inclinación hacia el este.

## **Pregunta de investigación**

¿Una caracterización multiescala puede determinar el principal mecanismo de daño a la Formación Umir que resulta en la inestabilidad de esta Formación al momento de ser perforada?

## **Hipótesis de trabajo**

Al realizar una caracterización multiescala se puede alcanzar un nivel de detalle que permite entender y analizar el problema de heterogeneidad de este tipo de Formaciones a escala local, entendiendo la organización y distribución espacial de los componentes del material, se puede resolver ciertos valores de micro y nano-porosidad – permeabilidad que pueden facilitar la compresión del efecto que puede desarrollarse al perforar este tipo de rocas, los cuales pueden verse alterados debido a la redistribución de esfuerzos in situ producidos por la perturbación inicial del medio que puedan causar el debilitamiento en la integridad total de la Formación.

Teniendo así estas bases cualitativas se podría comprender con mayor detalle la naturaleza de la Formación, lo cual permitiría la correcta identificación del problema de inestabilidad en cuestión, y de esta manera encaminar el desarrollo de una solución que logre mitigar el problema de forma más efectiva.

## **Marco teórico**

### **Principales factores de inestabilidad en lutitas**

La inestabilidad de la lutita en un pozo puede atribuirse a cualquiera o a todas las siguientes combinaciones de factores (Sargand y Hazen, 1987): 1. presión de sobrecarga, 2. grado de compactación en la formación, 3. presión de poros en la lutita que excede la presión hidrostática, 4. velocidad a la que las arcillas absorben el agua, 5. fuerzas tectónicas y 6. presencia de microfracturas a lo largo de los planos de clivaje de la arcilla.

Algunos ejemplos de problemas de estabilidad en el pozo son la desintegración (disintegration), la hinchazón (swelling) y el desprendimiento (sloughing) de lutitas. Los distintos tipos de arcillas dan lugar a distintos tipos de problemas. Por ejemplo, cuando se expone al agua, una muestra de lutita con un alto porcentaje de esmectita tiende a hincharse, mientras que otra muestra de shale con un alto porcentaje de caolinita tiende a dispersarse. En consecuencia, habrá una mayor carga de sólidos en el pozo. Por lo tanto, la posibilidad de que la tubería se atasque aumenta y la eficacia de la limpieza del fluido de perforación disminuye significativamente (Al-Arfaj et al., 2015).

### **Factores estructurales**

Las fracturas y fallas son conductos para el flujo de los fluidos, Barton et al. (1995), asegura que este tipo de estructuras controlan sistemáticamente la permeabilidad, por lo tanto, conocer la relación que existe entre los sistemas de fracturas y la composición química de la roca puede ayudar a entender como es la migración de los fluidos e incluso comprender si la inestabilidad de la Formación responde a los esfuerzos locales o a la composición en cuestión.

Las lutitas por lo general se han deshidratado por la presión de los sedimentos superpuestos. La perforación de un pozo alivia la presión lateral y este alivio de esfuerzos permite que la Formación absorba agua del fluido de perforación. Este cambio puede dar

lugar a presiones de hinchamiento muy altas que desestabilizan el pozo (Steiger y Leung, 1988). Por lo tanto, la estabilidad del pozo depende, en gran medida, de las interacciones entre el fluido de perforación y las lutitas expuestas.

Cook et al., (1991) atribuyeron la formación de microfisuras que conducen al fallo, a bajas tasas de deformación y a una baja presión de confinamiento efectiva (presión de confinamiento menos presión de los poros). A bajas tasas de deformación, el fluido de los poros se mueve con relativa facilidad en distancias cortas en la lutita, y las microfisuras o grietas que se forman en y dentro del cuerpo del shale se llenan con el fluido, se presurizan y continúan propagándose hasta que la roca falla por un esfuerzo mínimo. A medida que aumenta la tasa de deformación, el flujo restringido de fluido dentro de la lutita reduce la presión de los poros, aumentando así el esfuerzo necesario para el fallo.

La precisión de las imágenes de núcleos, junto con una interpretación hábil de las mismas, ayuda a comprender si las fracturas están abiertas, parcialmente abiertas o cerradas, lo que permite una caracterización optimizada de las fracturas. Esta caracterización, permite así mismo comprender la densidad de fracturamiento que puede presentar determinada Formación y de esta forma establecer si tiene o no relación con la inestabilidad del pozo (Schlumberger Oilfield Glossary, 1998).

### **Factores microestructurales y microtextuales**

Al examinar el impacto de la mineralogía de la arcilla en la inestabilidad de la lutita hay una serie de factores que deben tenerse en cuenta, como lo son la **textura**, **estructura** y **fábrica** de la roca, así como la distribución de tamaño y la conectividad de los poros. Sin embargo, Kuila y Prasad (2011) concluyen que, en las lutitas naturales, la mineralogía controla las distribuciones del tamaño de los poros de este tipo de rocas y la presencia de microporos en estas puede correlacionarse con el predominio de arcillas del tipo illita-esmectita en la roca. Estos factores son los que determinan la medida en que el fluido de perforación puede interactuar con los minerales de arcilla de la roca.

La "**textura**" se puede considerar como las proporciones relativas del tamaño de las partículas que componen la roca, de esta manera se tiene arcilla (<2 µm), el limo (2-62 µm) y arena (>62 µm).

La "**estructura**" se refiere a la disposición de características como planos de lecho, fisibilidad, clivaje, laminaciones sedimentarias, gradación, microfracturas, bioturbaciones, fallas, entre otros.

la "**fabrica**" se refiere a la relación espacial entre las partículas minerales de arcilla en sí mismas con las partículas minerales no arcillosas y la medida en que esto crea vacíos o poros dentro del volumen de la roca.

## Factores Químicos

### Contenido y composición mineral

O'Brien y Chenevert (1973) se encuentran entre los primeros en tratar de relacionar directamente la inestabilidad de los shales con su composición mineral de arcilla. Ellos clasificaron el problema en cinco categorías principales, donde la mineralogía de la arcilla estaba relacionada con su dureza relativa, así como su tendencia a hidratarse y dispersarse, lo que lleva a problemas de pozo tales como los desprendimientos (sloughing), colapso (cavings), dispersión y el "bit-balling" (Tabla 2). De esta clasificación se observó que los minerales de arcilla que se consideran más activos para causar la inestabilidad del shale son la esmectita, la illita y las arcillas de capas mixtas (principalmente la illita/esmectita de capas mixtas, I/S).

Tabla 2. Clasificación de las problemáticas de inestabilidad en los shales según sus características y la mineralogía de las arcillas (después de O'Brien y Chenevert, 1973).

Class	Characteristics	Clay minerals
1	Soft, highly dispersive (Gumbo). Mud making.	High smectite, some illite
2	Soft, fairly dispersive. Mud making.	High illite, fairly high smectite
3	Medium hard, moderately dispersive, sloughing.	High in mixed layer, illite, chlorite
4	Hard, little dispersion, sloughing	Moderate illite, moderate chlorite
5	Very hard, brittle, no dispersion, caving	High illite, moderate chlorite

La composición y el contenido mineral de la lutita no sólo influyen en las propiedades mecánicas de la roca, sino que también afectan directamente a la microestructura y al

grado de desarrollo de las fracturas. Se acepta en general que un mayor contenido de minerales frágiles, como el cuarzo, el feldespato, el carbonato y la pirita, corresponde a una mayor fragilidad y un mayor desarrollo de las fracturas (Jarvie et al., 2007; Rickman et al., 2008; Guo et al., 2006).

Tanto Jarvie et al. (2007) y Rickman et al. (2008), concuerdan en que el contenido mineral y el fracturamiento muestran una correlación positiva general entre la densidad de fracturas y el contenido de minerales quebradizos. Por otra parte, el contenido de arcilla tiene una correlación negativa con la densidad de fracturamiento, por lo tanto, determinar el tipo de minerales, en especial el tipo de arcilla que componen la roca, así como la cantidad o porcentaje de cada material constituyente puede permitir la correcta identificación del problema de inestabilidad que se presenta en la zona de estudio.

## **Arcillas**

Los shales pueden tener diferentes tipos de arcillas con diversas estructuras que, debido a su naturaleza y carga superficial, pueden inducir a la inestabilidad de los pozos y a diferentes problemas (**dispersión, desintegración, hinchamiento**) en este tipo de Formaciones (Gholami et al., 2018). Según Thorez (1976) la clasificación de los minerales de arcilla se basa en gran medida en consideraciones estructurales tanto para el rango de composición dentro de los grupos de minerales, como para el mismo orden entre grupos.

En esta clasificación estructural aparecen dos tipos principales de capas: están los tipos 1:1, y los 2:1. El primero está formado por la condensación de una lámina de cationes coordinados tetraédricamente con una lámina de cationes coordinados octaédricamente. Mientras que el tipo 2:1, que es la capa básica de micas (e illitas), cloritas, vermiculitas y esmectitas, está formado por la condensación de dos láminas de cationes coordinadas tetraédricamente, una a cada lado de la lámina coordinada octaédricamente (Thorez, 1976). En esta sección se presentan los principales tipos de arcillas.

## **Tipos de arcillas**

### **Tipo 1:1**

El tipo de arcillas 1:1 consiste en una lámina tetraédrica y una lámina octaédrica. Normalmente no tienen carga de capa o tienen una carga de capa muy pequeña porque los sitios de cationes tetraédricos normalmente están todos ocupados por  $\text{Si}^{4+}$  y los sitios octaédricos por todo  $\text{Al}^{3+}$  o todo  $\text{Mg}^{2+}$ . Si hay sustitución en una lámina de un silicato de capa 1:1, casi siempre hay una sustitución compensatoria en la otra lámina para que se mantenga la neutralidad (Moore y Reynolds, 1997).

Hay variedades dioctaédricas y trioctaédricas de silicatos de capa 1:1, y dentro de estos subgrupos hay especies individuales. La mayoría de las especies difieren entre sí por la forma en que las capas están apiladas. Entre estos se encuentran los minerales de serpentina y caolin (caolinita, dickita, hallosita).

### **Caolinita**

La caolinita es una estructura de una sola capa, los minerales claramente identificados como caolinitas muestran diversos grados de desorden. Según Moore y Reynolds (1997) el rasgo estructural dominante de este mineral parece provenir de las vacantes de sitio catiónico regularmente distribuidas en la lámina octaédrica y de las distorsiones que estas vacantes crean con respecto a la unión de las láminas octaédrica y tetraédrica.

La caolinita tiene una baja tendencia a la hinchazón y una pobre capacidad de intercambio catiónico (1-15 meq/100 g). Es un mineral blando y blanco producido por el desgaste químico de los silicatos de aluminio como el feldespato (Gholami et al., 2018). No se ha observado que la caolinita se hinche en el agua, pero el tratamiento con algunos productos químicos orgánicos, por ejemplo, la formamida o el dimetilsulfóxido, abrirá la caolinita o hará que se hinche (Robertson y Eggleton, 1991).

Los shales con una cantidad significativa de caolinita a menudo revelan un comportamiento frágil y es el tema de interés en problemas de estabilidad mecánica de los pozos (Anderson et al., 2010).

## **Tipo 2:1**

En este grupo se encuentran la illita, la glauconita, la esmectita, la vermiculita y la clorita. Aunque se usan nombres distintos para estos minerales, lo que implica que son diferentes unos de otros, son en muchos sentidos transitorios unos de otros. Además, a menudo se interstratifican, entre ellos y con minerales de arcilla 1:1.

Las unidades estructurales 2:1 consisten en dos láminas tetraédricas de sílice entre las cuales hay una lámina octaédrica. Estas tres láminas forman una capa de 10 Å de grosor (Weaver y Pollard, 2011).

La illita y la glauconita son, casi siempre dioctaédricas. La esmectita y la vermiculita se encuentran en formas dioctaédricas y trioctaédricas, y aunque la vermiculita macroscópica es aparentemente sólo trioctaédrica, la vermiculita del tamaño de la arcilla de los suelos y sedimentos puede ser o dioctaédrica/trioctaédrica, o la lámina hidroxílica intercalada y la lámina hidroxílica interior con diferentes patrones de ocupación del sitio octaédrico (Moore y Reynolds, 1997).

### **Esmectita (montmorillonita)**

Están compuestas de tres unidades base que se repiten: un tetraedro de sílice ( $\text{Si}^+$ ), un octaedro de aluminio ( $\text{Al}^+$ ) y un tetraedro de sílice ( $\text{Si}^+$ ). La principal característica del grupo de esmécticas es su amplio distanciamiento entre las unidades y una débil unión permitiendo que el agua y otras moléculas entren en las capas, lo que resulta en una significativa tendencia al hinchamiento (Grim, 1962).

Su espacio interlaminar es considerado variable debido a que puede encontrarse entre los 10 Å y 18 Å. Esta variabilidad depende del catión interlaminar, la energía de hidratación del catión (función del tamaño, configuración electrónica y estado de valencia) y la humedad relativa.

La montmorillonita, como el principal miembro de la familia de la esmectita y el material primario de las bentonitas, tiene una alta capacidad de intercambio catiónico (CEC) que puede alterar la tendencia de los shales a hidratarse basada en el tipo de cationes y el pH del lodo de perforación (Gholami et al., 2018).

## **Illita**

A diferencia de la esmectita, la illita tiene una menor tendencia a hidratarse en agua, aunque tiene las mismas dos láminas tetraédricas de sílice ( $\text{Si}^+$ ) y una lámina central de aluminio ( $\text{Al}^+$ ) octaédrica. De hecho, no tiene una expansión y como tal no puede penetrar agua entre las capas (Gholami et al., 2018). La fuerte unión entre las capas podría estar relacionada con la carga más alta cerca de la superficie en la lámina tetraédrica. El intercambio de iones todavía puede suceder en las superficies exteriores de cada capa en las illitas, pero el aumento de volumen es mucho menor que el causado por la hidratación de la esmectita (Moore y Reynolds, 1997).

La illita es producida por la alteración de la moscovita y el feldespato en ambientes hidrotérmicos. Como resultado, el espacio entre los cristales de arcilla individuales está ocupado por los cationes de potasio ( $\text{K}^+$ ) pobremente hidratados que impiden que la illita muestre cualquier tendencia a la hinchazón (Patel et al., 2007). Sin embargo, hay otro tipo de illita producida por la transformación de la esmectita en intervalos profundos donde la alta presión prevalece las condiciones de alta temperatura. Estas illitas de capa mixta pueden tener más tendencia a la hinchazón que sus versiones originales (Thorez, 2003).

Es fácil de identificar mediante la difracción de rayos X (XRD) debido a que su espaciamiento basal es fijo a 10 Å aun en presencia de líquidos (Thorez, 1976, 2003). Suele ser considerada como el principal constituyente de los shales.

## **Clorita**

La clorita consiste, idealmente, en una capa 2:1 cargada negativamente y una lámina octaédrica intercalada cargada positivamente (Moore y Reynolds, 1997). El comité de nomenclatura del AIPEA de 1978 estableció claramente que debe ser visto como un mineral 2:1 con una lámina intercalada de cationes coordinada octaédricamente por hidroxilos (Bailey, 1980). Existe una gama considerable de sustituciones catiónicas en las cloritas, aunque los cationes octaédricos más comunes son  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}$  y  $\text{Fe}^{3+}$ .

Además, la gran preponderancia de los especímenes de clorita son trioctaédricos en ambas laminas octaédricas.

El Comité de Nomenclatura (Bailey, 1980) sugirió la adopción de una nomenclatura simplificada para las cloritas basada en el catión octaédrico divalente dominante. Recomiendan sólo los cuatro nombres de especies: clinocloro, chamosita, nimita y pennantita. Todos los demás nombres de especies y variedades deben ser descartados para las cloritas del tamaño de la arcilla. La clorita, al igual que algunos de los miembros de la familia de la arcilla, no tienen una capacidad de hidratación significativa (Brigatti et al., 2013).

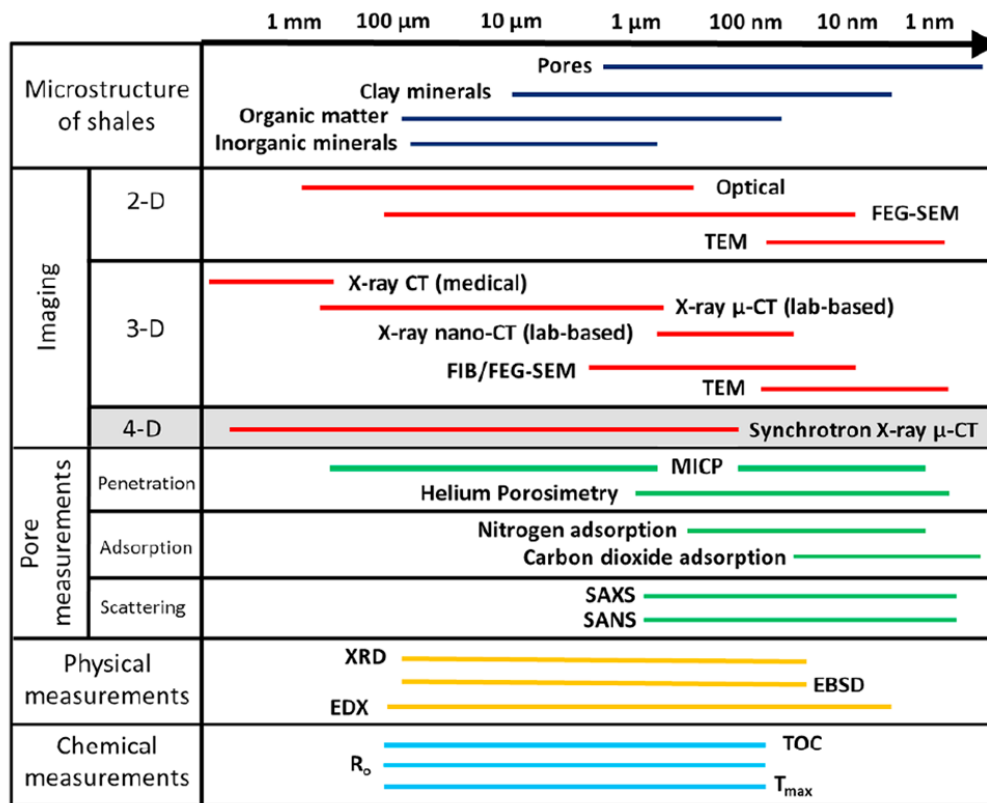


Figura 7. Se pueden utilizar técnicas complementarias de imágenes y análisis para caracterizar microestructuras del shale a diferentes escalas. Para capturar los cambios dinámicos en las estructuras de los poros y el desarrollo de microfracturas. Tomado de Saif et al., 2019.

# Métodos usados para el análisis

## TOMOGRAFIA COMPUTARIZADA (CT)

El análisis cuantitativo puede proporcionar información útil al caracterizar las fracciones de volumen de los componentes y los atributos geométricos fundamentales del espacio poroso, incluyendo el tamaño de los poros, la forma, la tortuosidad y la conectividad. El tomógrafo de rayos X (CT), ofrece varias ventajas, es una técnica no destructiva, proporciona imágenes tridimensionales, alcanza altas resoluciones espaciales a escalas de hasta el nivel de milímetros (mm), ofrece un buen contraste entre fases y es adaptable a muchos tipos de procedimientos experimentales (Saif et al., 2017).

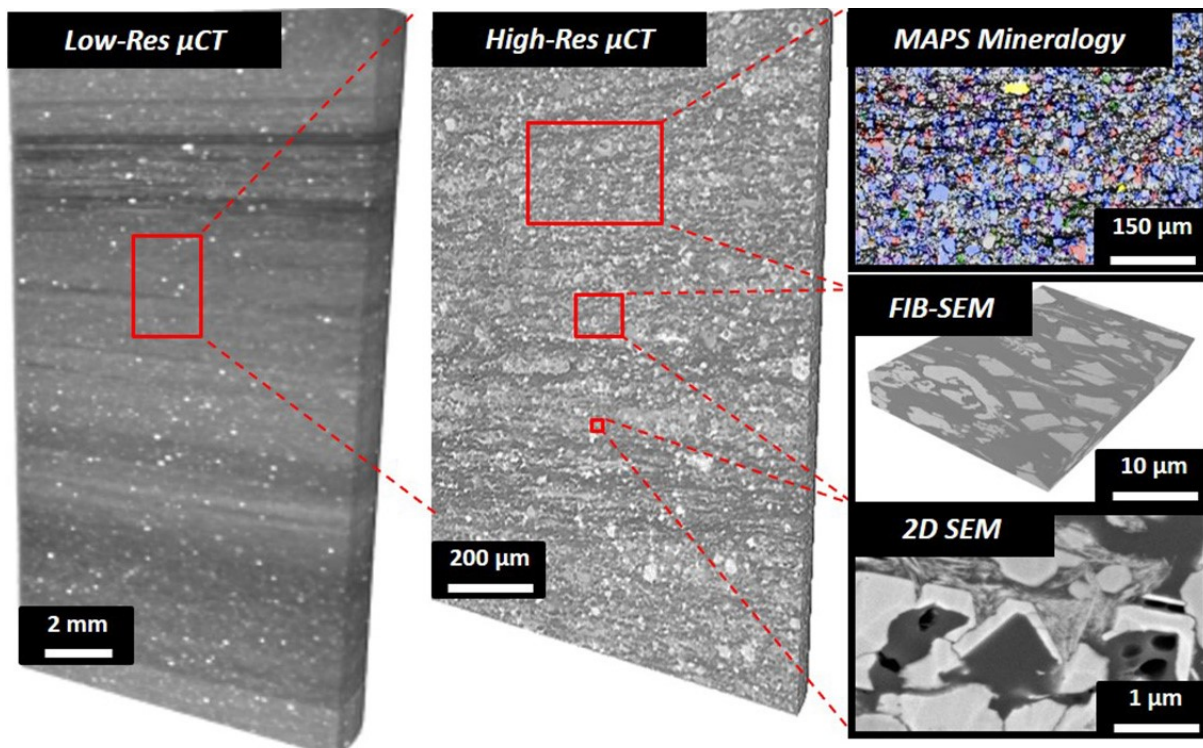


Figura 7. Flujo de trabajo para la caracterización multiescala de un shale. Tomado de Saif et al., 2017.

La compleja microestructura de las lutitas abarcan múltiples órdenes de magnitud, desde laminaciones (escala centimétrica) hasta poros (escala nanométrica) dentro del material orgánico y los minerales inorgánicos. La tomografía de rayos X (CT) puede resolver características en el micrómetro ( $\mu\text{m}$ ) a escalas milimétricas (mm), pero carece de la capacidad de determinar estructuras a escala nanométrica (nm), tales como el espacio

poroso y el desarrollo de microfracturas. Por esta razón se utiliza este método en conjunto con los sistemas SEM, que permiten la visualización directa en 3-D de una variedad de muestras a escala nanométrica (nm) (Haswell et al., 2008; Matthijs et al., 2009).

### **MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO (SEM)**

La microscopía electrónica de barrido (SEM) permite la determinación de la morfología de los poros y redes porosas, así como la identificación del tipo y distribución de minerales de arcilla y otros finos dentro del sistema de poros de la roca (Reinchenbach y Lamb, 1987). Las técnicas que permiten la obtención directa de imágenes y cuantificación tridimensionales son de gran utilidad para caracterizar la evolución y la conectividad del espacio poroso de este tipo de rocas (Lin et al., 2016, Menke et al., 2015, Bera et al., 2011, Curtis et al., 2010, Al-Khulaifi et al., 2017).

La mayoría de los microscopios electrónicos de barrido (SEM) son capaces de aumentar de 10 a 100,000 veces mientras mantienen una gran profundidad de campo; por lo tanto, esta técnica permite una vista tridimensional de gran aumento si el intervalo de interés que puede utilizarse para complementar o aclarar la información obtenida a través de la tomografía de rayos x (CT).

El SEM facilita al usuario seleccionar una imagen en una región de interés (ROI) para obtener una secuencia de imágenes transversales 2-D que luego son reconstruidas para generar una visualización digital 3-D del volumen analizado. La técnica SEM permite resolver a escala nanométrica (nm) las características estructurales de las muestras de grano fino, incluyendo porosidad, morfología de los granos y redes orgánicas (Krueger, 1999, Sivel et al., 2004, Tomutsa et al., 2007, Curtis et al., 2010).

### **DIFRACCION DE RAYOS X (XRD)**

La identificación mineralógica por XRD se basa en la identificación de los planos cristalinos constituyentes de cada uno de los minerales. La distribución de los picos y su posición en un difractograma obedecen a la organización estructural y composición química propia de las especies minerales presentes, siendo posible su reconocimiento

en una muestra de roca (Bonilla, 2015). La técnica utiliza la difracción (reflexión) de rayos X a partir de la disposición única de los átomos en una estructura cristalina.

Este método es particularmente útil para materiales con tamaños de grano demasiado pequeños para su identificación microscópica (por ejemplo, minerales de arcilla, minerales de suelos, polvos). Destaca de la mayoría de las otras técnicas ya que los resultados se obtienen en términos de los materiales tal y como aparecen en la muestra (Figura 8), no en términos de elementos, iones, grupos funcionales o especies fraccionarias (Chung, 1974).

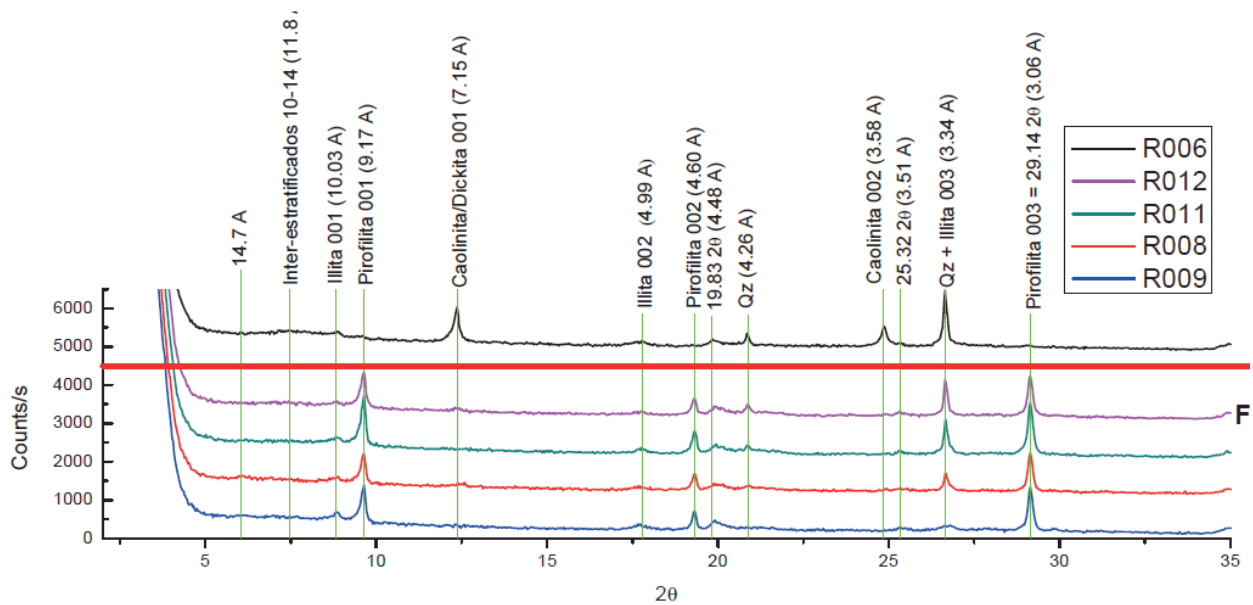


Figura 8. Diffractograma comparativo de agregados desorientados. Tomado de Gaviria et al., 2014.

Los rayos X son un tipo de radiación electromagnética similar a la luz, pero con una longitud de onda mucho más corta, que se produce cuando partículas cargadas eléctricamente de suficiente energía son desaceleradas. Este tipo de radiación es producida en el tubo de rayos X manteniendo un alto voltaje a través de electrodos que conducen los electrones hacia un objetivo de material conocido (ánodo). Las excitaciones son producidas en el punto de impacto y se genera radiación en todas las direcciones (Poppe et al., 2001).

Se deben utilizar diferentes métodos de preparación para su identificación mediante la utilización de solventes, dispersantes, centrifugados, microondas, ultrasonido y otros

tantos métodos que permitan obtener de las muestras la mayor cantidad de información posible. Thorez (1976), propone una línea base de preparación de muestras con orientación preferencial de los minerales arcillosos que resulta fácil y práctica, sin embargo, al igual que la propuesta de Poppe et al. (2001), estas buscan sesgar el análisis al tamaño arcilla (<2  $\mu\text{m}$ ).

## **FLUORESCENCIA DE RAYOS X (XRF)**

En general, los datos de XRF se utilizan en la exploración de shales no convencionales como una forma relativamente barata y rápida para derivar datos de minerales e información de densidad que luego pueden ser utilizados para mejorar las calibraciones de los registros. Por tal motivo, el XRF es muy adecuado para la caracterización de rocas y minerales. La técnica utiliza la emisión de rayos X "secundarios" (o fluorescentes) característicos de un material que ha sido excitado por el bombardeo con rayos X.

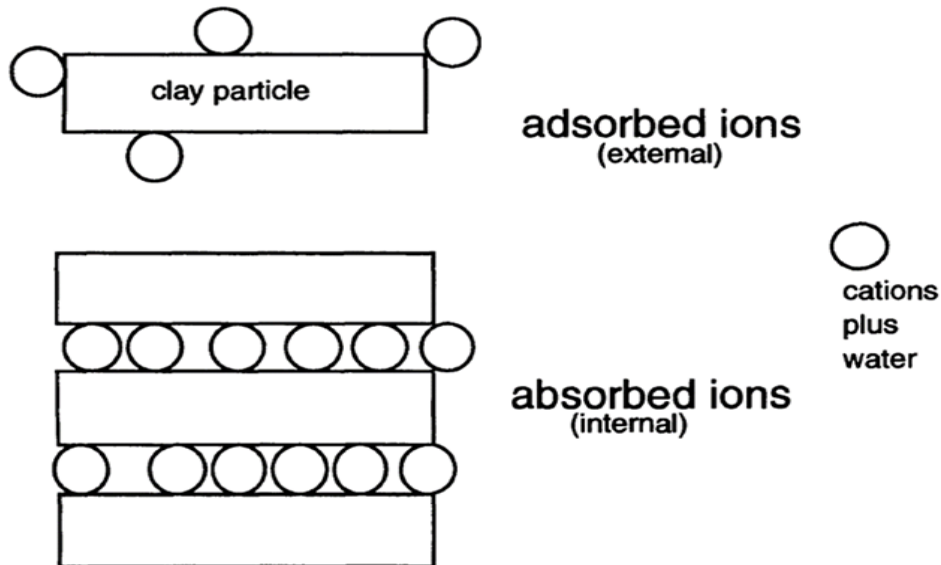
Los análisis por rayos X se utilizan ampliamente para el análisis elemental y químico de materiales rocosos y metales. En los espectrómetros de XRF, las diferentes energías de la radiación característica emitida por la muestra son difractadas en diferentes direcciones por un cristal analizador o monocromómetro (similar a la acción de un prisma que dispersa diferentes colores de luz visible en diferentes direcciones). Los espectrómetros simultáneos están equipados con un conjunto de sistemas de detección fijos, en los que cada sistema mide la radiación de un elemento específico.

Las principales ventajas de los sistemas XRF son la alta resolución (típicamente 5 - 20 eV) que reduce las superposiciones espectrales y por lo tanto las muestras complejas pueden ser caracterizadas con precisión (es decir, mayores límites de detección y sensibilidad).

## **CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO (CEC)**

Como es posible observar en la figura 10, la propiedad de adsorber y absorber especies iónicas en solución se denomina capacidad de intercambio catiónico (CEC). Esta capacidad se mide en términos del número total de iones cargados que pueden fijarse en las superficies de las arcillas. La medida es la del número de moles de carga iónica

fijados sobre 100 g de arcilla seca, por lo que sus valores se expresan en miliequivalentes de carga (moles)/100 g (Velde, 2013).



*Figura 9. Iones absorbidos-adsorbidos en la arcilla y el sitio de su fijación en las partículas de arcilla. Los iones adsorbidos se encuentran dentro de la estructura (entre las capas de la estructura mineral) mientras que los iones absorbidos se encuentran en la superficie de la partícula. Tomado de (Velde, 2013).*

La prueba de capacidad de intercambio catiónico (CEC) mide los cationes intercambiables en la superficie de las arcillas. Las partículas de arcilla tienen cargas superficiales negativas que pueden satisfacerse con cationes intercambiables con una carga superficial positiva como  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ .

## Metodología

Este estudio se realizó para un núcleo obtenido de manera convencional, recuperado a una profundidad de 8060 pies (2455 metros). Las técnicas de tomografía computarizada (CT), microscopía electrónica de barrido (SEM), difracción de rayos x (XRD), fluorescencia de rayos x (XFR) y azul de metileno (BMI) solo se utilizaron para este núcleo, adicional a esto se contaban con datos (XRD, XRF y BMI) de 11 núcleos más. Esta información fue incluida para poder desarrollar un análisis más completo de la Formación en cuestión, por lo tanto, en total fueron analizadas 12 muestras (núcleos).

Por temas de confidencialidad el nombre del pozo no es suministrado, sin embargo, para brindar una idea al lector se suministra un mapa de la zona que permita dar una idea de la localización general (figura 5). Para tener una mayor claridad respecto a algunos de los términos tratados en el trabajo, se presenta un glosario con una breve descripción que permita dar una introducción más detallada de los mismos.

## **Glosario**

### **Fracturas naturales**

Las fracturas naturales se reconocen ya que estas se encuentran en la Formación debido al régimen de esfuerzos que hay en la zona o por actividades tectónicas, su origen es independiente del proceso de perforación y generalmente se presentan en una sola litología, estas fracturas son muy importantes ya que brindan información sobre la dirección principal de las fallas, si se conoce la dirección natural de la fractura se puede intuir que la dirección tiene una relación directa con el esfuerzo regional principal y por ende se puede lograr construir una elipse de deformación (Ramírez, 2015).

### **Fracturas cerradas**

Son fracturas que están rellenas por mineralizaciones secundarias son simétricas y pueden ser representadas con una senoide en las imágenes de núcleos.

### **Fracturas parciales**

Fracturas con trazos discontinuos, los cuales sugieren ruptura o mineralización parcial, (Ramírez, 2015).

### **Fracturas inducidas**

Las paredes de los pozos se ven afectadas no solo por fracturas naturales sino también por fracturas que han sido inducidas por el proceso de perforación. Es importante poder identificarlas para entender los procesos de perforación y como estos provocan el fracturamiento en el pozo (Hansen y Buczack, 2010). Las trayectorias de los esfuerzos

se dan paralelas y perpendiculares a la pared del pozo, por lo que las fracturas inducidas son repuestas en función del campo de esfuerzos y la resistencia de la roca (Luthi, 2001).

## **Breakouts**

Al igual que las fracturas inducidas los breakouts o derrumbes de pozo se forman como resultado de un esfuerzo desigual. La elongación del derrumbe ocurre en la dirección del mínimo esfuerzo horizontal ( $S_h$ ) (Zoback et al., 1985). Esta elongación es perpendicular a la orientación de las fracturas inducidas, tanto los breakouts como las fracturas inducidas pueden aparecer juntas, en pocas palabras los breakouts no son otra cosa que fallas producidas cuando el máximo esfuerzo ( $S_H$ ) es radial y el mínimo esfuerzo ( $S_h$ ) es tangencial. La rotura del pozo ocurre cuando las tensiones alrededor del pozo exceden las requeridas para causar una falla compresiva de la pared del pozo (Zoback et al., 1985; Bell y Gough, 1982).

## **Tomografía Computarizada (CT)**

La observación y descripción completa y sistemática de las estructuras sedimentarias del shale incluye específicamente la determinación de las siguientes características: (1) tipo de estructura; (2) ángulo de buzamiento de la estructura; (3) longitud de la estructura y (4) apertura de la estructura.

Para la evaluación de las estructuras observadas se implementó un análisis geoestadístico, del que se obtuvo datos de orientación, apertura, y longitud. Los datos adquiridos se procesaron usando los softwares Digimizer y MATLAB. Las fracturas y estructuras sedimentarias fueron identificadas y cuantificadas haciendo uso del software Digimizer, en este, se determinó el largo de las fracturas, haciendo un trazado, se siguió el rastro de cada una de las características identificadas.

Para la caracterización de la apertura se tuvieron en cuenta 5 fracturas que representaban este rasgo de manera evidente. Haciendo uso de MATLAB, se editó un código preestablecido para la segmentación de imágenes en el programa al que se le ingresaron ciertos parámetros con el fin de determinar la dirección y buzamiento de las

estructuras identificadas mediante el CT. Todo esto con la finalidad de determinar si estas estructuras corresponden con el régimen de esfuerzos locales o si por el contrario son estructuras que no tienen nada que ver con la tectónica de la zona.

### **Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)**

Para el análisis mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM), se cortó una fracción del núcleo para poder realizar la inspección correspondiente. Se recorrió toda la muestra en su totalidad en diferentes magnificaciones para determinar las zonas de interés (ROI). Estas zonas fueron luego analizadas para poder obtener las principales características de la roca a escala micrométrica ( $\mu\text{m}$ ).

Las imágenes obtenidas entre los 100 y 30  $\mu\text{m}$  permitieron observar con claridad la microporosidad presente en la muestra. Por tal motivo se realizó la cuantificación de estos espacios vacíos para determinar la distribución general de los mismos.

### **Difracción de rayos X (XRD)**

El procesamiento de las muestras fue realizado siguiendo los métodos propuestos por Thorez, (1976, 2003). En este, las muestras son tratadas mediante 3 procesos para discriminar los picos de reflexión de las arcillas, ya que estas suelen tener picos muy similares que pueden llegar a enmascarar los resultados. Estos métodos consisten en realizar las correspondientes mediciones en condiciones naturales (N), saturadas en etilenglicol (EG) y horneadas a 500 °C.

Las muestras seleccionadas se molieron en polvo y se micronizaron antes de la prueba. El material de muestra molido se utilizó para preparar portaobjetos (con etanol como medio de transferencia) en vidrio. La difracción de rayos X se llevó a cabo entre 5 y 70° 2 Theta para la composición total y entre 2 y 30° 2 Theta para la fracción arcillosa utilizando un instrumento de difracción de rayos X Bruker D4 Endeavour.

La defloculación de las arcillas se realizó mediante un lavado sucesivo con agua desionizada tras eliminar los carbonatos de la roca triturada con 0,2 N HCl para separar las partículas de arcilla incluidas entre los cristales de carbonato. La fracción de tamaño

(< 2µm) se separó por sedimentación según los procedimientos descritos por Poppe et al. (2001). Todas las muestras fueron analizadas después de secarlas al aire, por saturación en etilenglicol (EG) y después calentadas durante 2 horas a 500 °C

Los resultados de los análisis de difracción de rayos X se analizaron utilizando la base de datos de minerales ICDD JCPDS, la cual se utiliza para identificar las fases minerales presentes. Así mismo, se utilizó la ecuación de Bragg, para corroborar estos resultados. Esta ecuación convierte los grados 2 Theta a espacios interplanares (d) para la radiación Cu K alpha y se representa de la siguiente manera:

$$d = \lambda / (2.0 * \sin(0.5 * 2\theta * D2R))$$

Lambda corresponde a las longitudes de onda utilizadas para la radiación de cobre (Cu K alfa), la cual es considerada una constante con un valor de 1,541838. El factor de conversión utilizado para cambiar los grados a radianes (D2R) fue 0.0174532925199433 y por último el 2 Theta, el cual corresponde a las amplitudes de los picos en los difractogramas obtenidos.

Posteriormente, los minerales identificados se cuantificaron utilizando el software MDI Jade, un programa comercial de análisis de Rietveld para la cuantificación de la mineralogía. El análisis computarizado de los difractogramas permite la identificación de las fases minerales y el análisis semicuantitativo de la abundancia relativa (en porcentaje de peso Wt%) de las diversas fases minerales.

Cabe señalar también que la difracción de rayos X no permite la identificación de material no cristalino (amorfo), como el material orgánico y el vidrio volcánico. Por tal motivo, no fueron tenidos en cuenta para este estudio.

### **Fluorescencia de rayos x dispersiva por longitud de onda (WD-XRF)**

La información de la fluorescencia de rayos X (XRF) fue suministrada por terceros, por tal motivo la metodología descrita a continuación es un resumen del método utilizado por la empresa encargada de obtener esta información. Así mismo realizaron una comprobación cruzada entre los datos de XRD y XRF, los cuales resultaron en las

concentraciones elementales por mineral. Los datos obtenidos por esta metodología pueden brindar mayor confianza a los análisis posteriores y permite corroborar los resultados obtenidos por difracción de rayos X (XRD), por esta razón son incluidos dentro de la investigación.

El XRF es muy adecuado para la caracterización de rocas y minerales. La técnica utiliza la emisión de rayos X "secundarios" (o fluorescentes) característicos de un material que ha sido excitado por el bombardeo con rayos X. Los análisis por XRF se utilizan ampliamente para el análisis elemental y químico de materiales rocosos y metales. En los espectrómetros de WD-XRF, las diferentes energías de la radiación característica emitida por la muestra son difractadas en diferentes direcciones por un cristal analizador o monocrómetro (similar a la acción de un prisma que dispersa diferentes colores de luz visible en diferentes direcciones).

Los espectrómetros simultáneos están equipados con un conjunto de sistemas de detección fijos, en los que cada sistema mide la radiación de un elemento específico. Las principales ventajas de los sistemas WD-XRF son la alta resolución (típicamente 5 - 20 eV) que reduce las superposiciones espectrales y por lo tanto las muestras complejas pueden ser caracterizadas con precisión (es decir, mayores límites de detección y sensibilidad). Para esta aplicación se utilizó un instrumento Bruker S8 TIGER con GeoQuant.

### **Blue Methylene Index (BMI)**

La medición del intercambio catiónico (CEC) se realizó siguiendo la prueba de capacidad de azul de metileno (BMI) recomendada por la API (API RP 13I, 2009). En esta prueba, los trozos de arcilla finamente molidos se dispersan en agua con una cantidad menor de dispersante, ácido sulfúrico y peróxido de hidrógeno. La mezcla se hierve, se enfría a temperatura ambiente y se valora gota a gota con una solución de azul de metileno.

El punto final de la valoración se alcanza cuando se coloca una gota de la muestra mezclada en un papel de filtro, lo que da como resultado un tenue halo azul que rodea a los sólidos teñidos (Stephens et al., 2009). La CEC se mide entonces en miliequivalente

por 100 g de arcilla (meq/100 g) y los valores son a menudo  $> 20$  meq/100 g para arcillas reactivas y 10-20 meq/100 g para arcillas no reactivas.

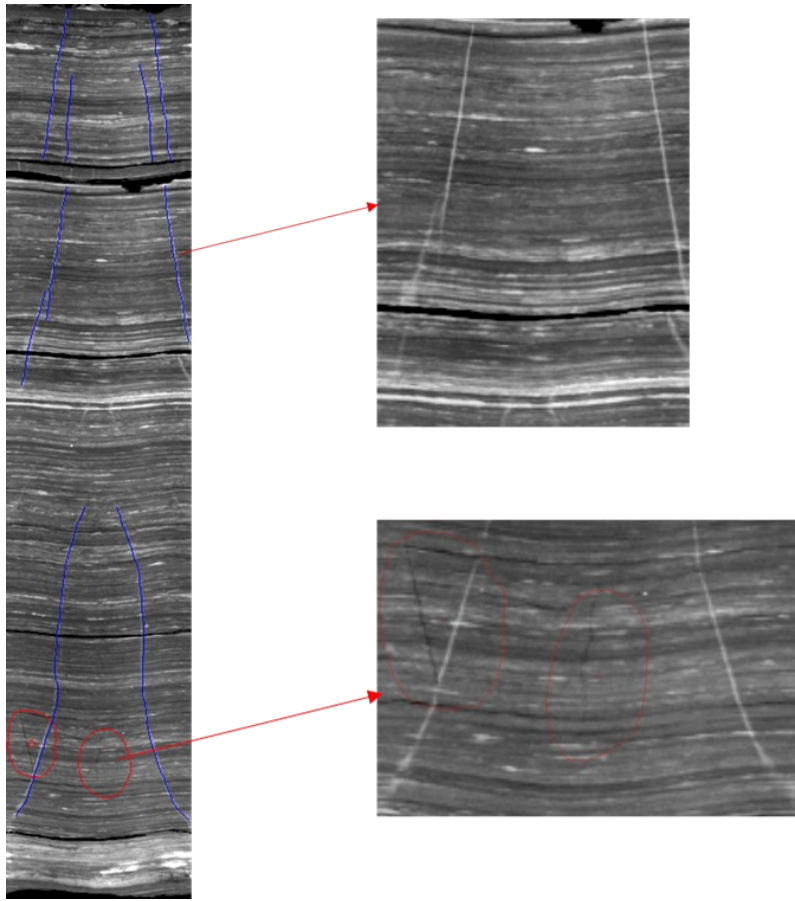
## **Resultados**

La caracterización física de la roca brinda información esencial del estado de la Formación y permitió determinar si estos parámetros físicos tienen o no relación en la inestabilidad de la Formación estudiada. Esta sección se encuentra dividida en dos partes. La primera corresponde a los resultados obtenidos de las tomografías de rayos X (CT), en la que se obtuvo información de la frecuencia, apertura, longitud y dirección de las estructuras identificadas.

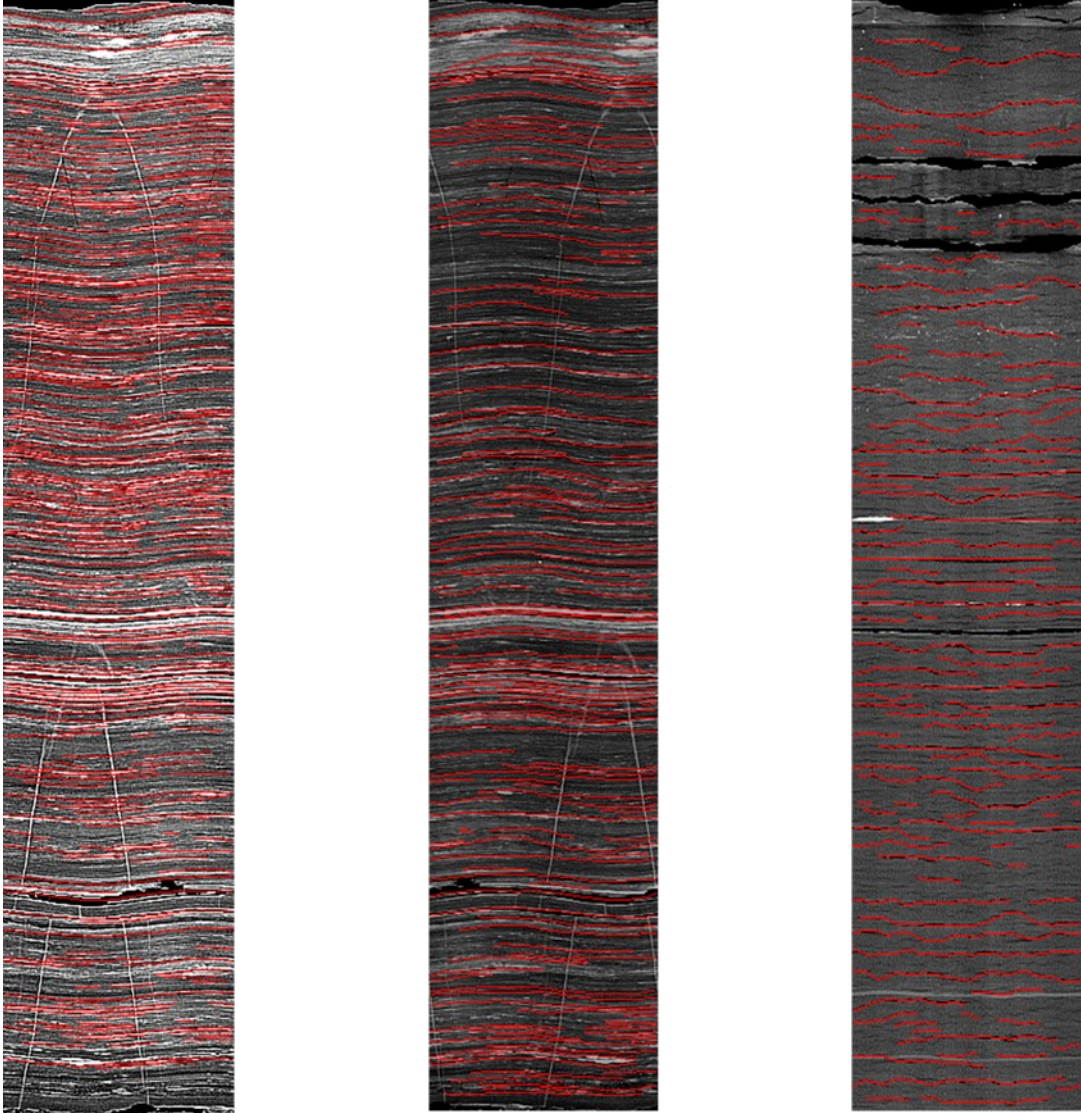
La segunda se adentra en una escala de mayor detalle con las imágenes obtenidas a partir de la microscopía electrónica de barrido (SEM), en la que se obtuvo información respecto a la estructura interna de la roca, en la que se cuantificó y evaluó el tamaño y forma de los agregados minerales y poros, así como la fábrica, textura y la estructura de esta, los cuales son parámetros importantes al momento de identificar la inestabilidad de la Formación.

### **Tomografía Computarizada (CT)**

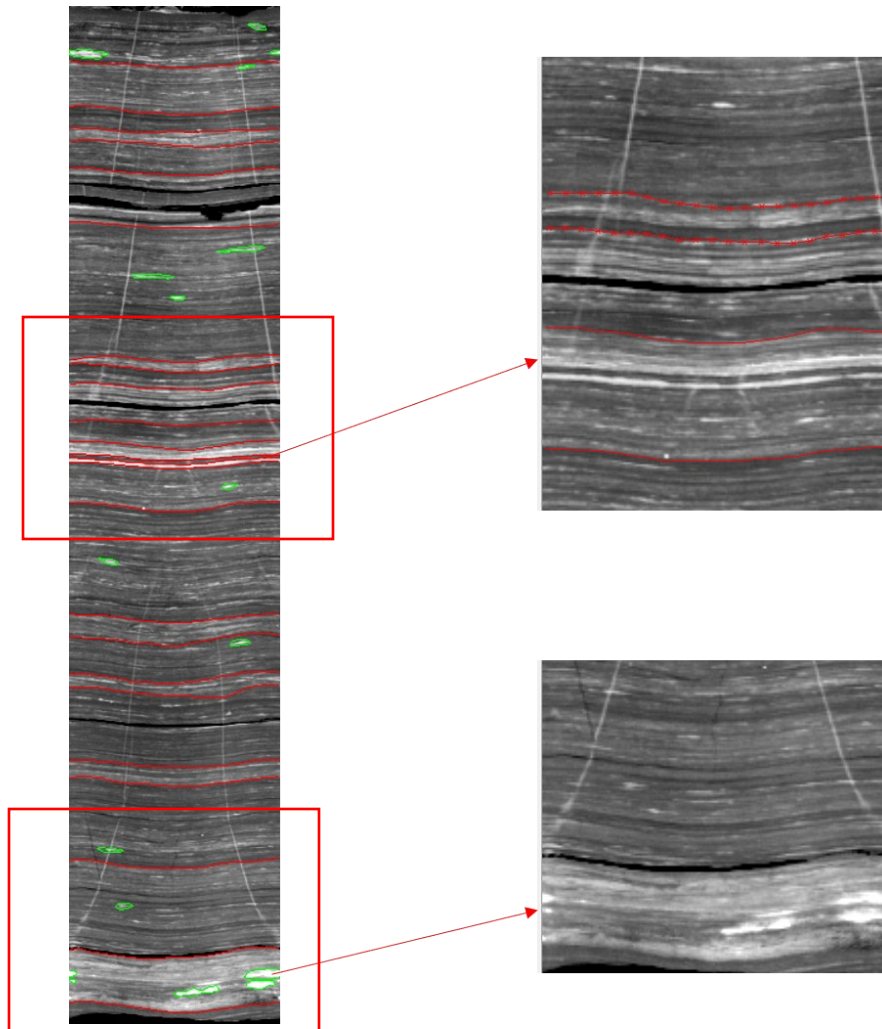
En la siguiente sección se presentan los resultados obtenidos de la tomografía computarizada (CT) para el núcleo estudiado, en total se obtuvieron 5 imágenes, las cuales permitieron identificar ciertas estructuras sedimentarias, en la figura 11, es posible apreciar mineralizaciones (en azul) que atraviesan de manera casi perpendicular el núcleo, mientras que en la figura 12, se pueden observar laminaciones plano-paralelas (en rojo) con ciertos contrastes composicionales, así como fracturas parciales las cuales presentan bordes mucho más irregulares. Por su parte, en la figura 13, se observan nódulos (en verde) y fracturas naturales, algunas de estas presentan aperturas variables.



*Figura 10. Tomografía computarizada (CT) detallando fracturas inducidas (rojo) y selladas (azul) identificadas en el núcleo estudiado.*



*Figura 11. Tomografía computarizada (CT) en la que fueron identificadas fracturas parciales (imagen lateral derecha), y laminaciones (rojo) (imagen central y lateral izquierda).*



*Figura 12. Tomografía computarizada (CT) en la que se evidencian fracturas naturales (rojo) junto con nódulos (verde) en la muestra.*

En general, el núcleo presenta una densidad de fracturamiento baja, las laminaciones sedimentarias son las que más resaltan, sin embargo, es evidente la presencia de fracturas muchas probablemente por la despresurización de la muestra y por el cambio en las condiciones originales. Dentro del mismo, no se observan otro tipo de estructuras que puedan dar evidencia de una afectación mecánica.

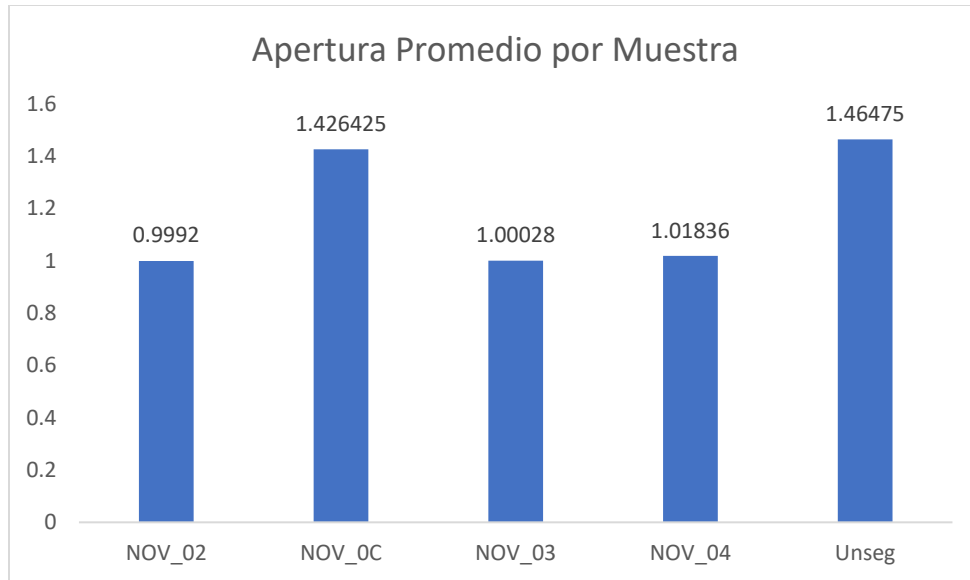


Figura 13. Apertura promedio de las fracturas por imagen, los datos se encuentran en mm.

En la figura 14 se presenta el promedio de apertura por imagen, la apertura mínima corresponde a 0.9 mm mientras que la apertura máxima alcanza los 1.46 mm. Cuantificando los promedios obtenidos se obtuvo como valor promedio general 1.18 mm de apertura. En cuanto a la longitud de estas estructuras, se encontraron fracturas tan pequeñas que alcanzaban los 2.33 mm de largo, mientras que para la mayor de estas estructuras se obtuvo una longitud de 1 cm aproximadamente (Tabla 3).

Tabla 3. Datos de largo de las fracturas obtenidos para cada una de las muestras.

Fracturas	Herramienta	Medida	# de medidas	Promedio	SD	Min	Max
<b>NOV_0C</b>	Path	Longitud	112	43.3806	32.1467	4.421	106.942
<b>NOV_02</b>	Path	Longitud	270	34.4948	26.9106	2.445	86.73
<b>NOV_03</b>	Path	Longitud	300	34.7986	25.6295	2.295	86.987
<b>NOV_04</b>	Path	Longitud	142	52.1603	28.2857	3.199	86.042
<b>Unseg</b>	Path	Longitud	155	29.6463	24.6928	5.755	104.191

Luego de realizar todas las medidas correspondientes y de evaluar en su totalidad cada una de las imágenes, se obtuvo nuevamente un promedio (Figura 15) en donde el valor mínimo obtenido fue de 30 mm aproximadamente y un máximo de 52 mm de largo, promediando estos resultados se determinó que el largo promedio de las fracturas en la muestra alcanza los 39 mm.

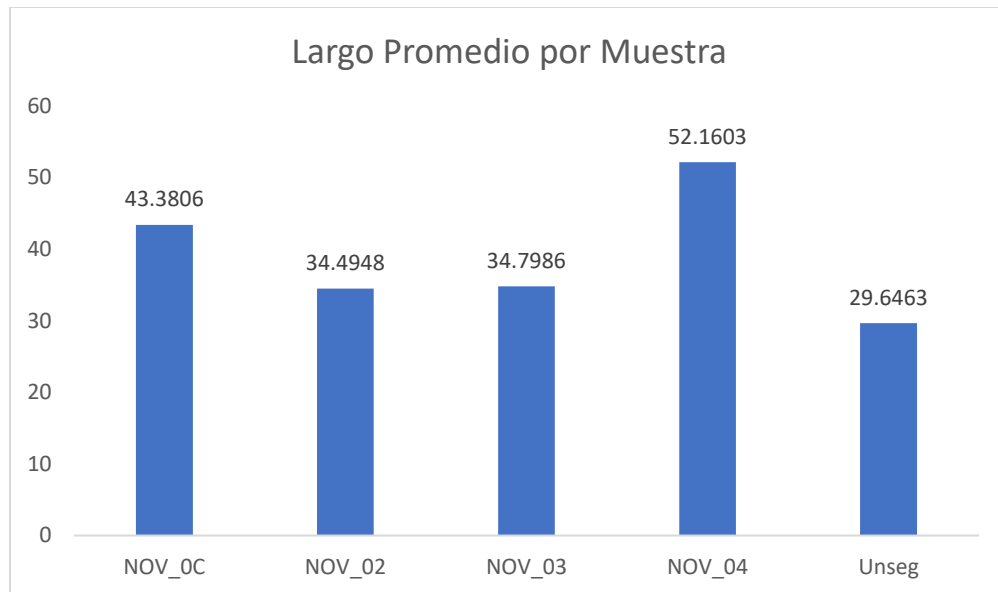


Figura 14. Longitud promedio de las fracturas por muestra, los datos se encuentran en mm.

## Análisis Estructural

El picado de las imágenes se realizó en concordancia con las estructuras observadas en las tomografías computarizadas (CT), por tal motivo se dividió el análisis de estas en laminaciones (figura 16), fracturas selladas (figura 18) y fracturas naturales (figura 19). Mediante este análisis fue posible cuantificar el rumbo y buzamiento de cada una de las estructuras anteriormente descritas. Con el ánimo de presentar estos datos de manera más visual se representaron los datos en diagramas de rosas.

Para las estructuras sedimentarias, se midieron 40 laminaciones plano-paralelas (figura 16) la dirección de estas fue N-NE con un buzamiento promedio de 6 grados (figura 17). La figura 18 corresponde a las fracturas selladas o mineralizadas presentes en el núcleo, lo que más llama la atención de estas estructuras es su alto ángulo de buzamiento (70-80 grados) y la posibilidad que estas tienen de interconectarse entre sí, como se observa en la visualización 3D.

Se analizaron un total de 11 fracturas naturales (figura 19), algunas de estas estructuras se presentan de manera continua a lo largo del núcleo, pero también son comunes las fracturas parciales, las cuales no son más que fracturas con trazos discontinuos, por tal

motivo se creó un solo conjunto para agrupar todas las fracturas naturales identificadas. La dirección preferencial de las fracturas naturales fue W-NW con un buzamiento promedio entre los 0 y 30 grados (figura 20).

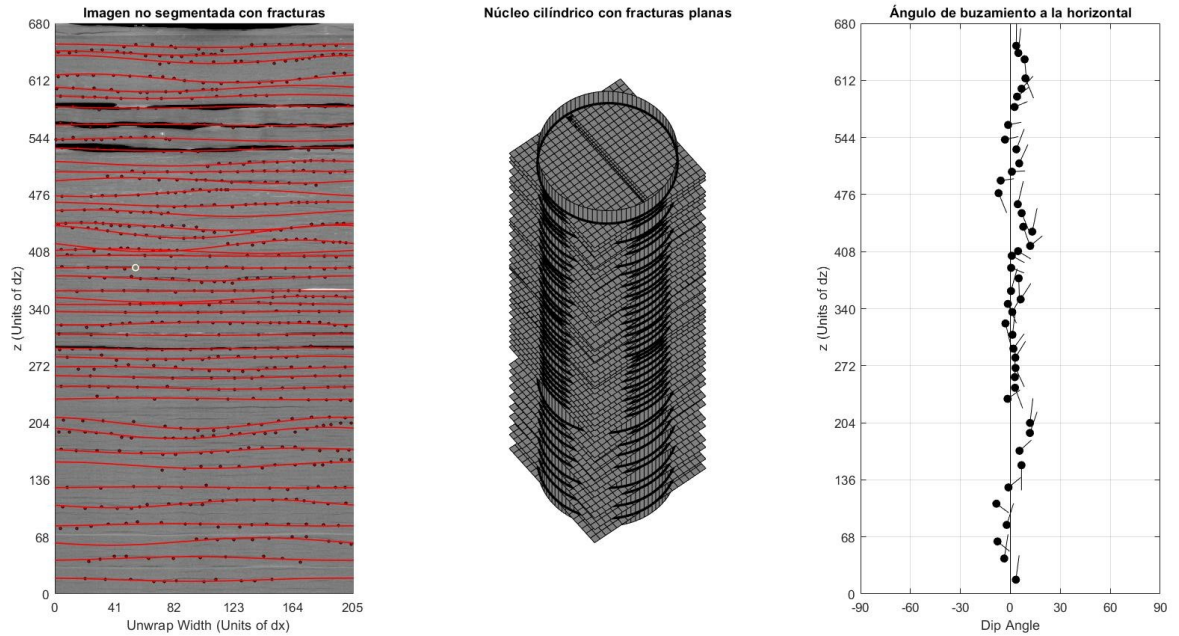


Figura 15. Picado de imagen 2D de una sección del núcleo observada mediante tomografía computarizada (CT). Este picado corresponde a las laminaciones identificadas.

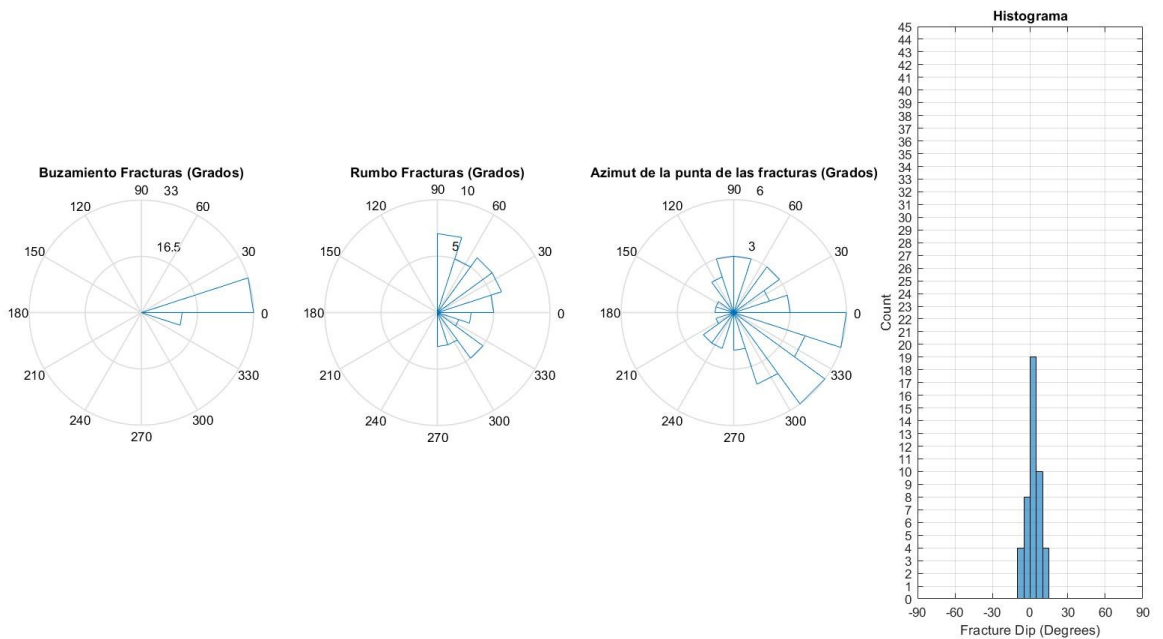


Figura 16. Datos de rumbo y buzamiento de las laminaciones identificadas en la figura 16.

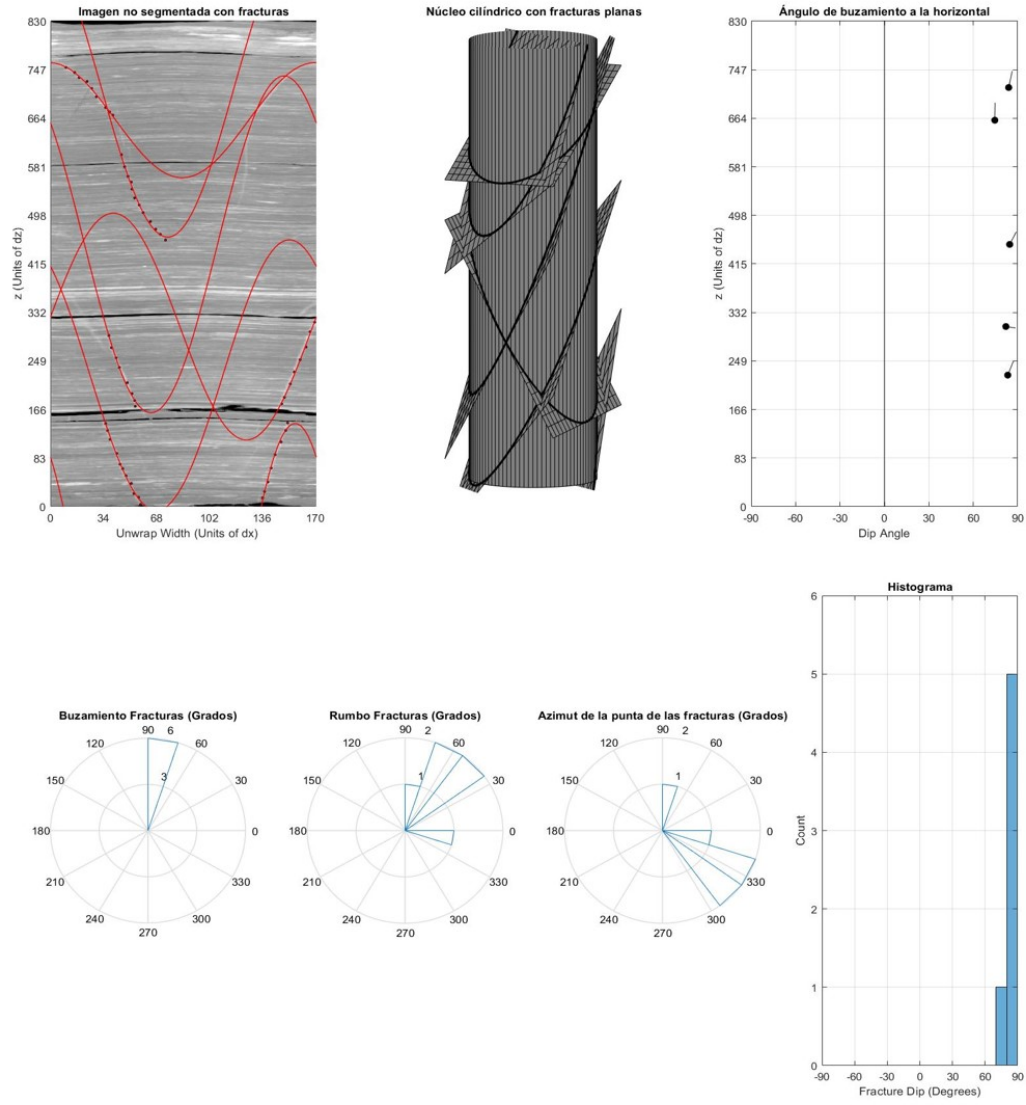


Figura 17. A). Picado de imagen 2D de una sección del núcleo observada mediante tomografía computarizada (CT). Este picado corresponde a las fracturas mineralizadas identificadas. B). Datos de rumbo y buzamiento de las fracturas mineralizadas observadas en el núcleo.

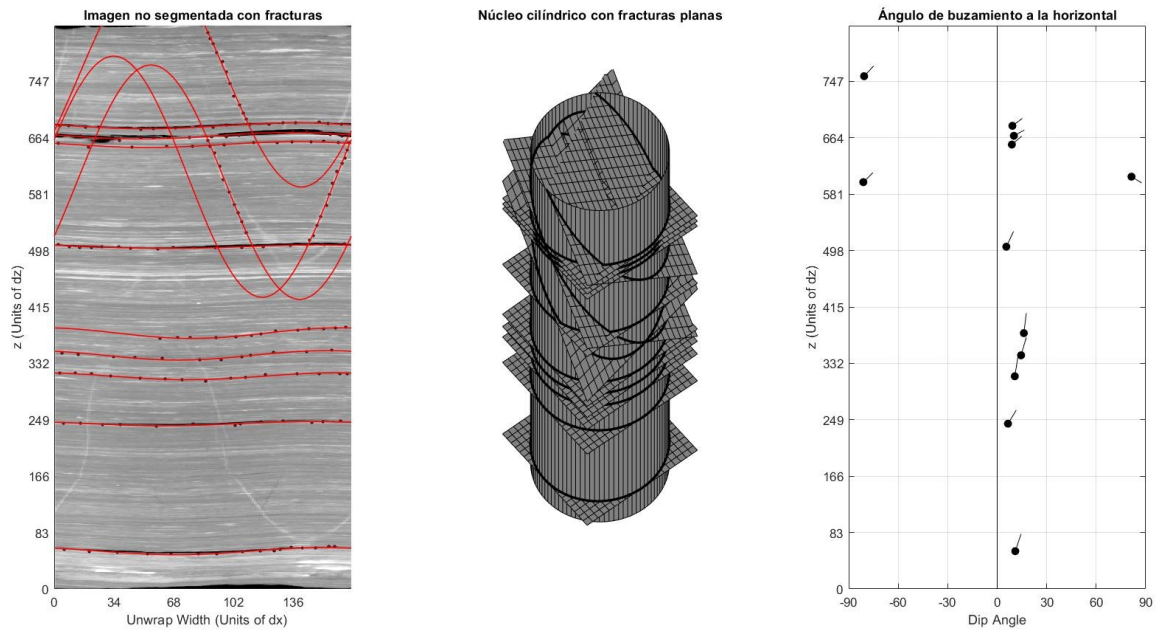


Figura 18. Picado de imagen 2D de una sección del núcleo observada mediante tomografía computarizada (CT). Este picado corresponde a las fracturas naturales identificadas.

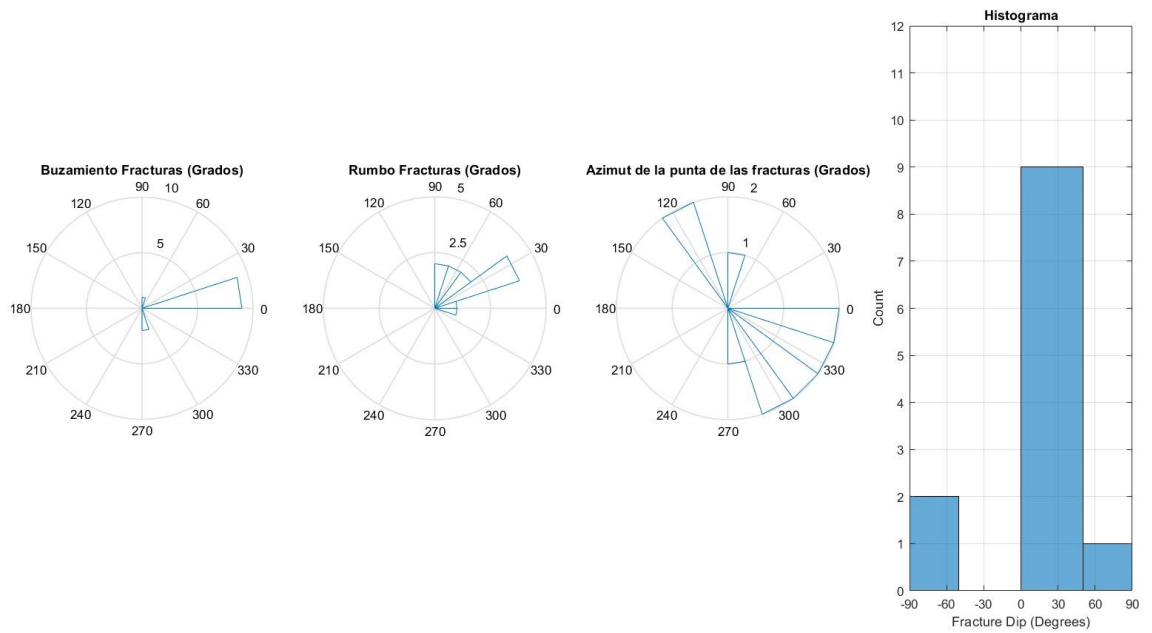


Figura 19. Datos de rumbo y buzamiento de las fracturas naturales identificadas en la figura 19.

## Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)

Las imágenes de microscopia electrónica de barrido (SEM) permitieron obtener resoluciones desde los 500  $\mu\text{m}$  hasta los 30  $\mu\text{m}$  de la roca, dentro de las cuales fue posible determinar la **textura**, **estructura** y **fábrica**, así como la distribución de tamaño y forma de los poros. En la figura 21 se pueden observar las diferentes escalas que se utilizaron para realizar esta sección del estudio.

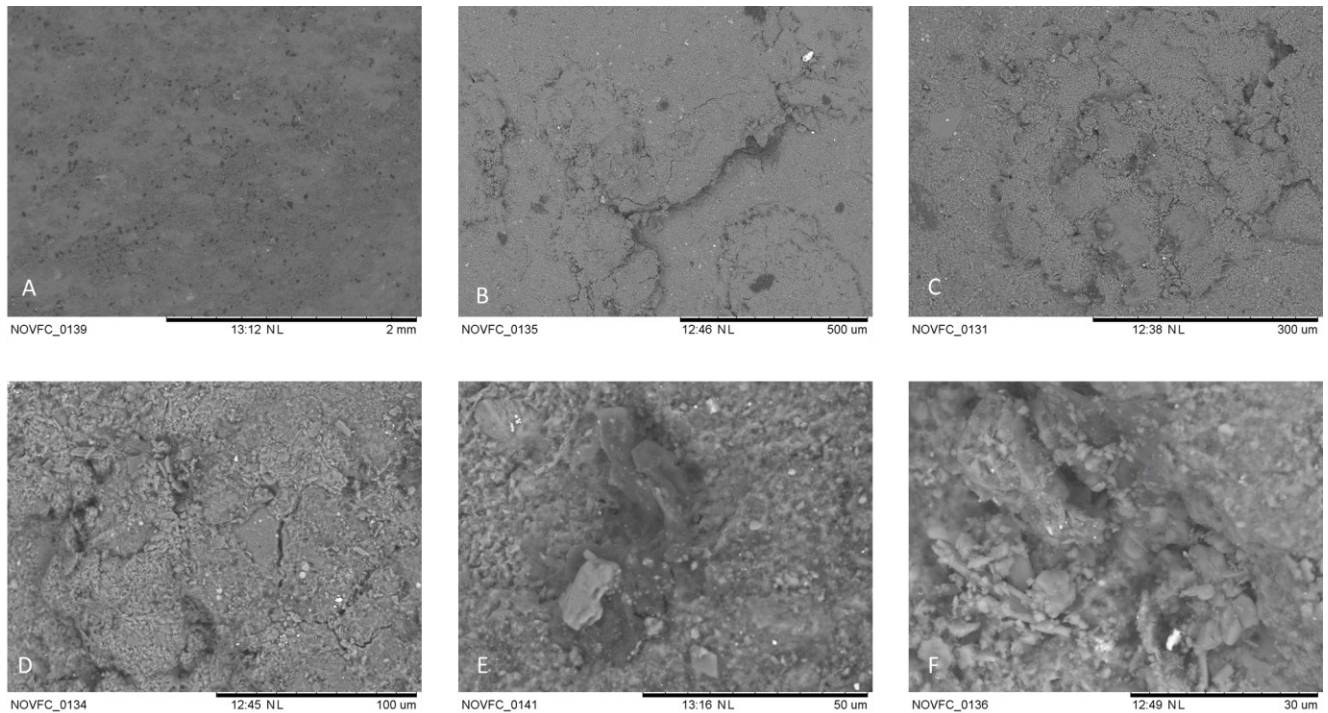
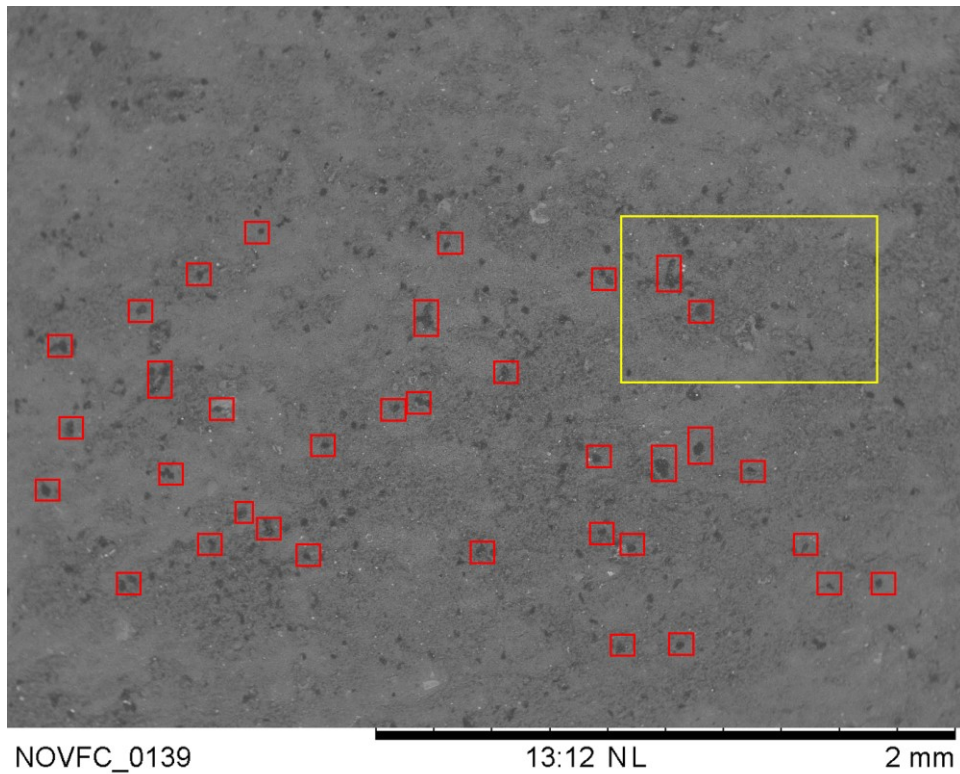


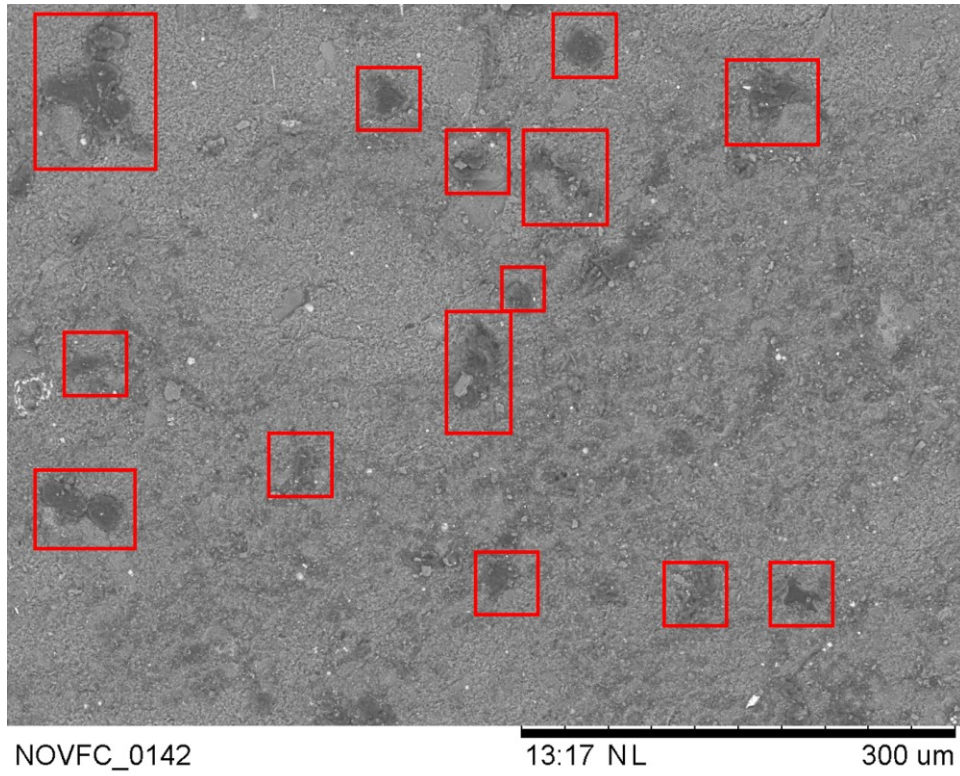
Figura 20. Escalas utilizadas para el análisis en la microscopia electrónica de barrido (SEM). Las escalas observables son 2 mm en (A). 500  $\mu\text{m}$  en (B). 300  $\mu\text{m}$  en (C). 100  $\mu\text{m}$  (D), 50  $\mu\text{m}$  en (E) y 30  $\mu\text{m}$  en (F).

Al realizar el barrido con el SEM, se encontraron rastros de materia orgánica (figura 21(A-B-E)), así mismo, fue posible distinguir microporos, micro-fracturas y porosidad secundaria (figuras 25 y 26). Al observar con detalle las imágenes entre los 100  $\mu\text{m}$  y los 30  $\mu\text{m}$  se logró determinar que el tamaño de los cristales se encuentra entre los rangos de los 2-62  $\mu\text{m}$  y < 2  $\mu\text{m}$ . Sin embargo, predominan los tamaños de 2-62  $\mu\text{m}$  en toda la muestra, por lo que la **textura** de la roca corresponde a una roca limo-arcillosa.

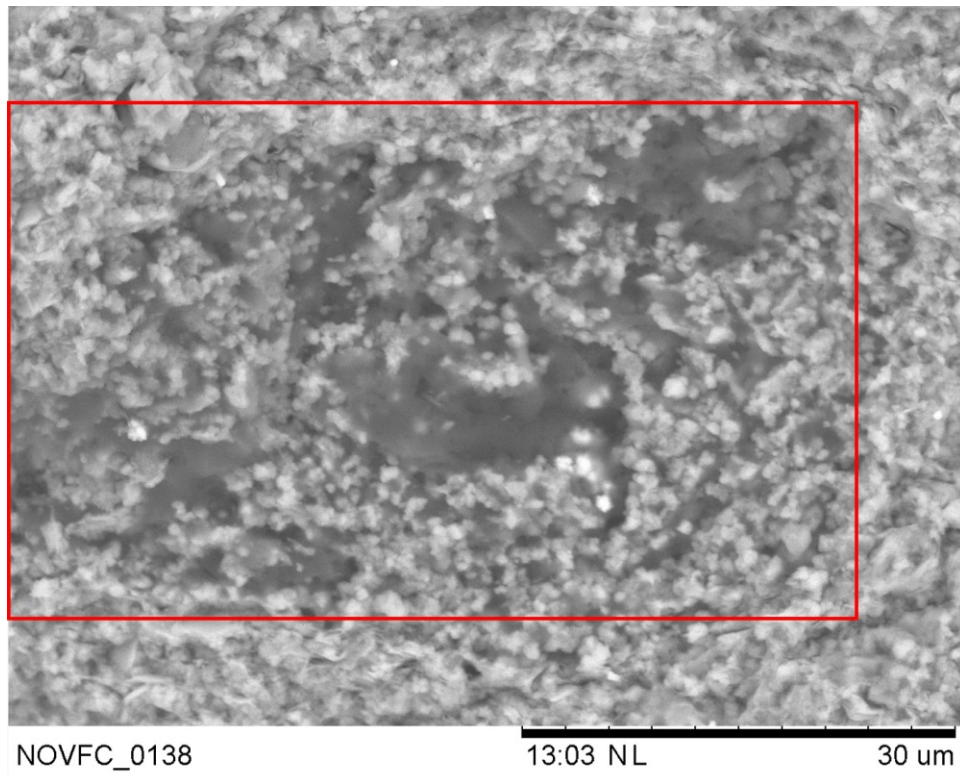


*Figura 21. Rastros de materia orgánica presentes en la muestra. Si se observa con detenimiento es posible notar que la cantidad puede llegar a ser considerable. El recuadro amarillo corresponde al acercamiento realizado en la misma que resulta en la figura 21.*

Una de las características que más resaltan en las imágenes observadas es el contenido de materia orgánica presente en la muestra. En la figura 22 es posible observar que este contenido abarca entre un 10-20% de la región de interés. Sin embargo, al aumentar la escala de investigación (figura 23 y 24), se puede observar que esta materia orgánica se encuentra embebida dentro de la matriz de la roca, por lo que algunos de los espacios vacíos se encuentran rellenos con este material, parte del cual podría llegar a tener cierta influencia en la inestabilidad que se presenta en la Formación.



*Figura 22. Rastros de materia orgánica presentes en la muestra.*



*Figura 23. Rastros de materia orgánica relleno algunos de los espacios vacíos (microporos).*

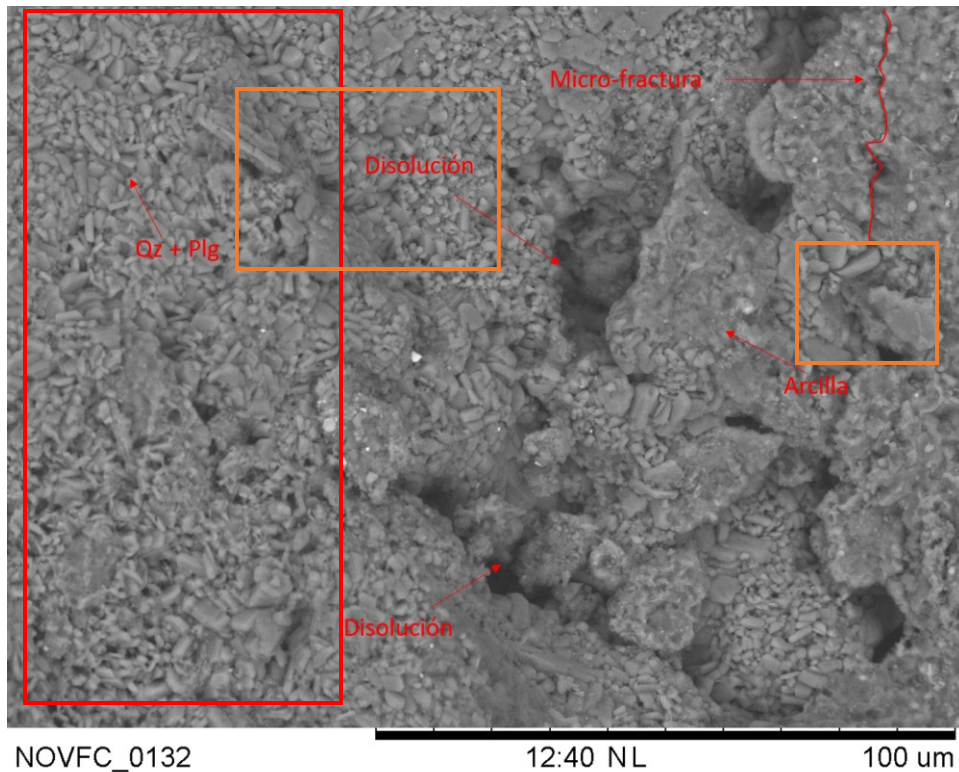


Figura 24. Imagen SEM a 100  $\mu\text{m}$ . En la figura es posible distinguir tamaños de grano variables, partículas de cuarzo, feldespato, arcilla y pirita, así como canales por disolución.

En cuanto a las características sedimentarias no se logran evidenciar estructuras como bioturbaciones, laminaciones o fracturamientos naturales (las micro-fracturas que se observaron tanto en la figura 25 como 26 fueron producto de la extracción del núcleo de sus condiciones naturales). Se logró determinar que la mayoría de los cristales detríticos (Cuarzo + Feldespato) presentan formas subhedrales a euhedrales, muchos de los cuales presentan a su vez una redondez evidente.

Las arcillas, por otro lado, se presentan como agregados que llenan el espacio entre los minerales detríticos (figuras 25 y 26). En general, las partículas de arcilla están presentes como finos o laminas con contornos irregulares/ondulados y límites discretos con otros granos. Las partículas de arcilla varían en tamaño de 0,1 a 15  $\mu\text{m}$ , mientras que las partículas detríticas varían en tamaño de 0,1 a 60  $\mu\text{m}$ , gran parte de esta variación puede deberse a la erosión mecánica durante el transporte de estos minerales (Hong et al., 2007), evidenciando que el ambiente de depósito de esta Formación pudo darse en condiciones de alta energía que retrabajara las partículas.

Si se observa la figura 25 en su extremo derecho, es posible distinguir que existen aperturas que ocupan un gran porcentaje de la imagen y que presentan formas de gargantas o canales. Estas estructuras son el resultado de la disolución de los carbonatos presentes en la muestra, por lo que es posible clasificar este tipo de estructuras como porosidad secundaria, la cual presenta un tamaño de apertura entre los 10 – 20  $\mu\text{m}$ .

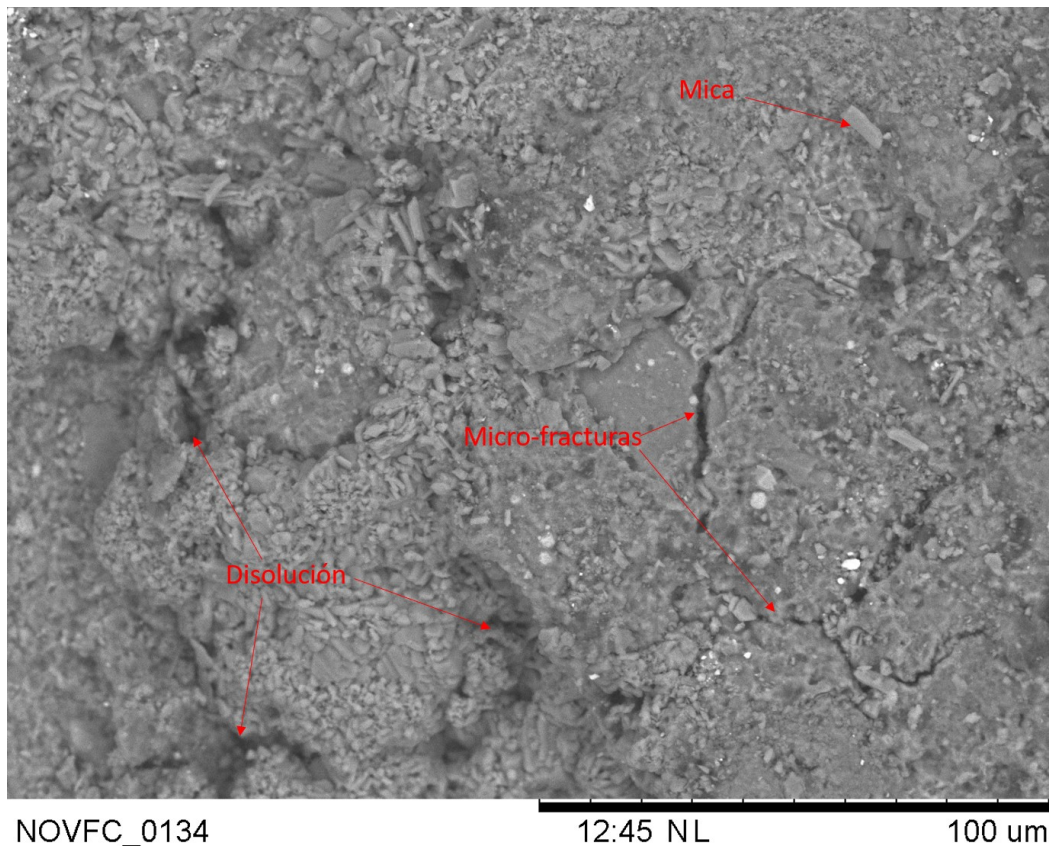


Figura 25. Imagen SEM a 100  $\mu\text{m}$ . En la figura es posible distinguir micro-fracturas y microcanales por disolución.

En cuanto a la **fábrica** de la roca, si se observan las figuras 25 y 26 se logra evidenciar que la muestra no presenta una microfábrica orientada, da la impresión de que esta se encuentra más bien de manera desordenada o dispersa, causando así que los cristales se agrupen de manera irregular y por tal motivo los contactos de estos no sean muy claros. Esta agrupación irregular de las partículas genera un alto contenido de vacíos en el volumen total de la roca (microporos) evidenciado en las figuras 27, 28 y 29.

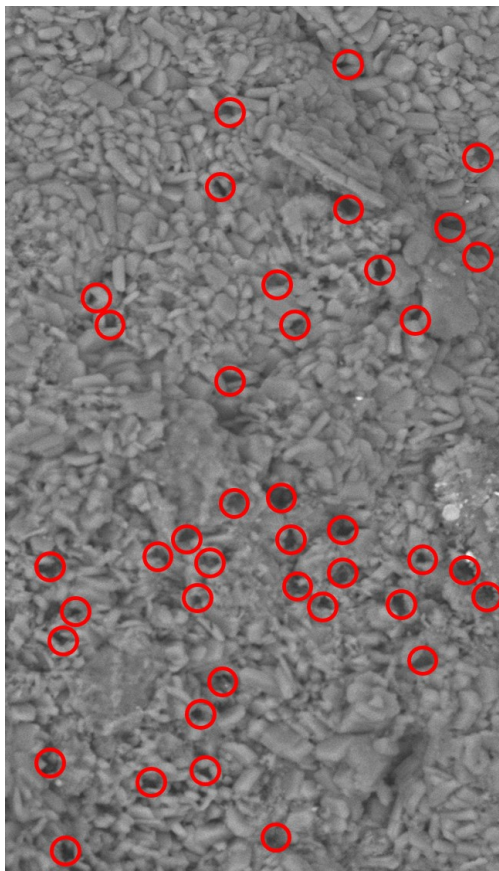


Figura 26. Acercamiento realizado en la figura 25, corresponde al cuadro rojo. En la imagen se pueden observar microporos (rojo) con un tamaño variable entre los 1 – 10  $\mu\text{m}$ .

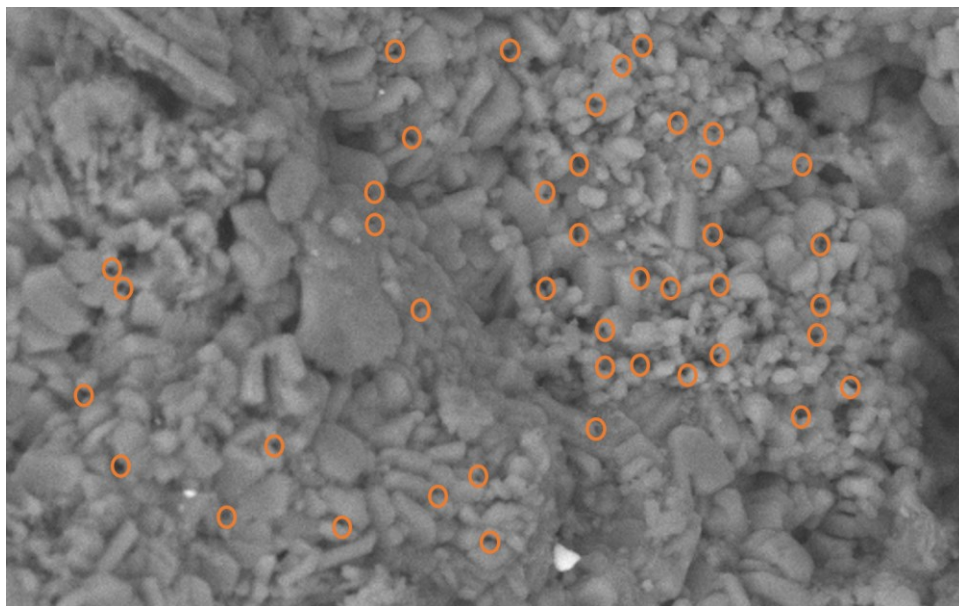
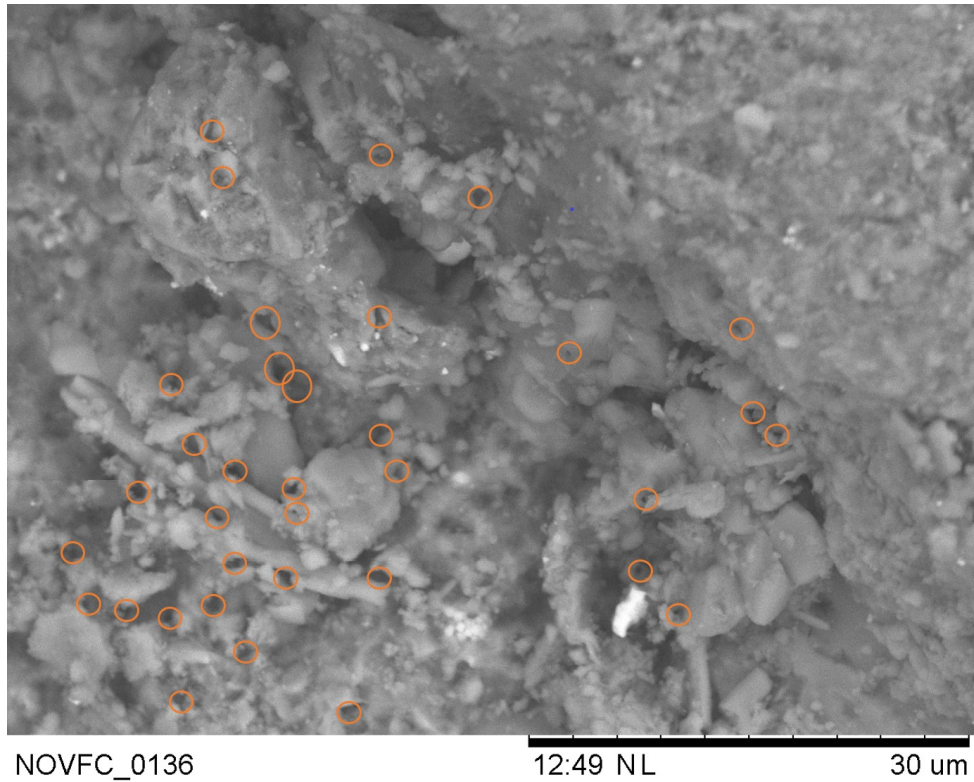
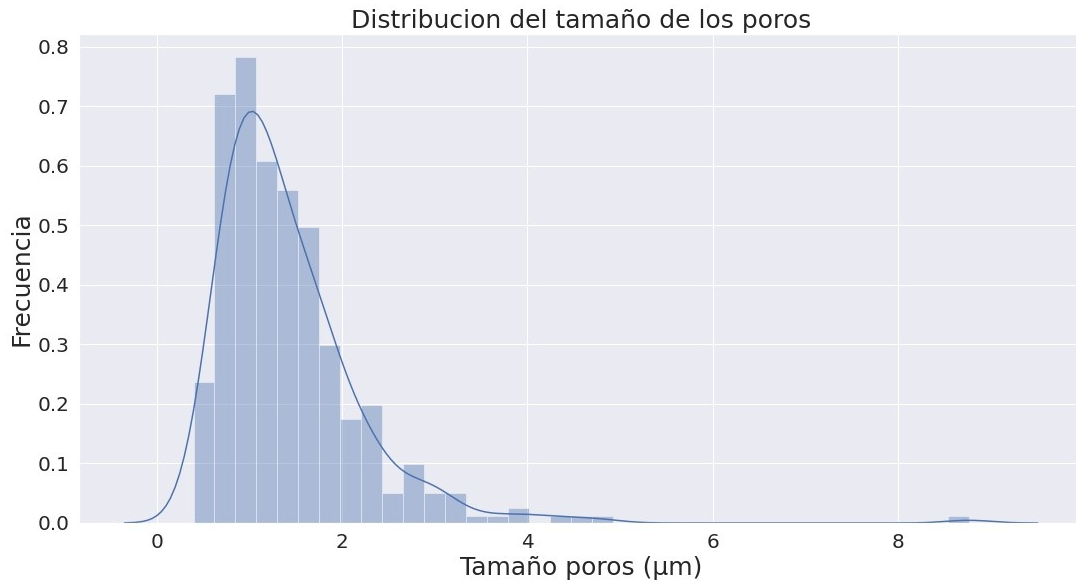


Figura 27. Acercamiento realizado en la figura 25, corresponde al cuadro naranja en la parte central. En la imagen se pueden observar microporos (en naranja) con un tamaño entre los 0,1 - 5  $\mu\text{m}$ .



*Figura 28. Acercamiento realizado en la figura 25, corresponde al cuadro naranja de la zona lateral derecha. En la imagen se pueden observar microporos (en naranja) con un tamaño tan pequeño que no fue posible medirlos mediante la metodología utilizada.*

La figura 27, 28 y 29 corresponden a los recuadros que se evidencian en la figura 25, estas imágenes muestran la evidencia en la variabilidad en el tamaño de los microporos. La figura 27 se encuentra delimitando microporos con tamaños entre los 1 - 10  $\mu\text{m}$ , mientras que la figura 28 resalta microporos con tamaños inferiores a 1  $\mu\text{m}$  y si se observa con detalle la figura 29, la cual corresponde a la imagen con el mayor aumento obtenido en este estudio es posible observar microporos tan diminutos que la técnica en si no alcanza a cuantificar de manera precisa.



*Figura 29. Distribución del tamaño de microporos presentes en la muestra.*

Para la cuantificación de los microporos en la muestra, se evidencia que el tamaño de estos se encuentra entre los 0.5 - 2 µm (figura 30, figura 31 y figura 32), sin embargo, esta distribución tiene un acumulado predominante a los 1.5 µm. Lo anterior sugiere que hay un gran porcentaje de espacios vacíos en escalas bastante reducidas. Sin embargo, vale la pena mencionar que la técnica de la microscopia electrónica de barrido (SEM) no logra cuantificar la escala de los nanómetros, en la que muy seguramente se continuaran encontrando más de estos espacios.

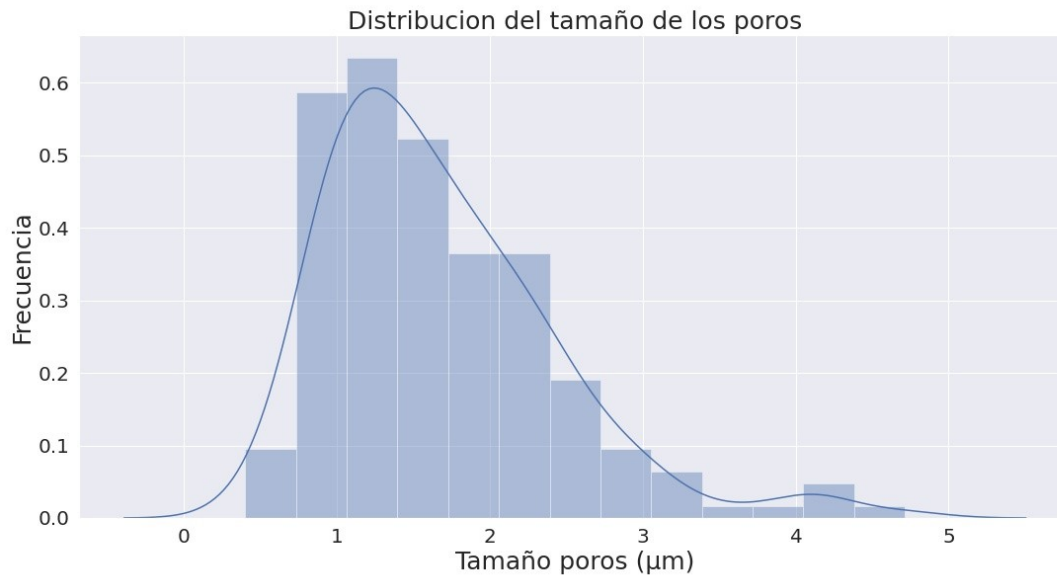


Figura 30. Distribución del tamaño de microporos presentes en la muestra.

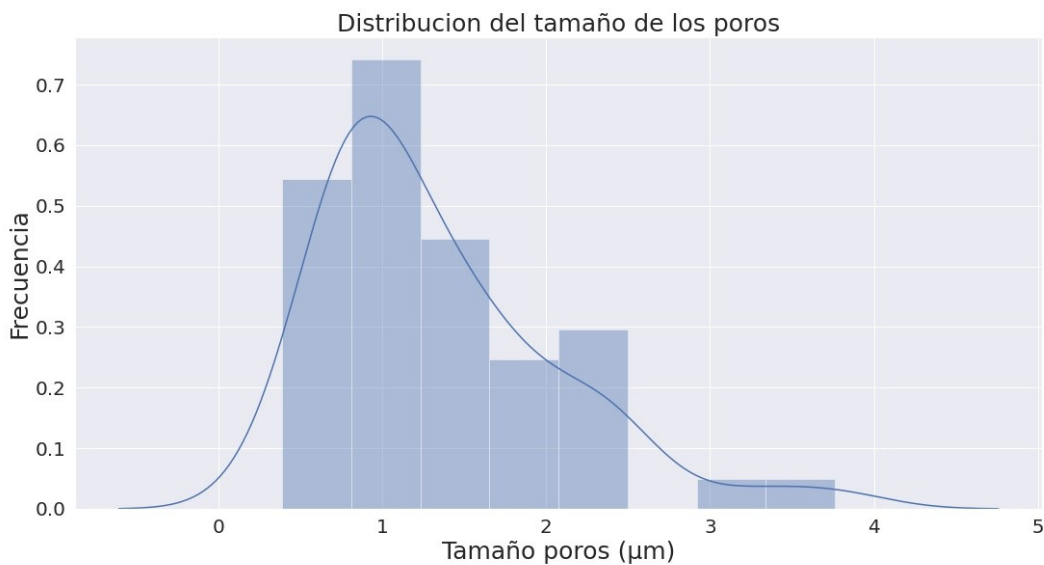


Figura 31. Distribución del tamaño de microporos presentes en la muestra.

## Mineralogía Total

La composición mineralógica se divide en 2; la primera composición corresponde a la mineralogía total de la roca, la cual se presenta en la Tabla 4. La segunda corresponde a la fracción arcillosa ( $< 2\mu\text{m}$ ), esta cuantifica el tipo de arcilla y el porcentaje presente en la muestra, los resultados se presentan en la Tabla 5. Para visualizar la variabilidad

mineralógica en profundidad se hace uso de la figura 33 y 34. En la figura 33, es claro el alto contenido de arcilla presente en la muestra, mientras que en la figura 34 se puede observar que la illita es el mineral de arcilla predominante. Esta división se realizó con respecto al tamaño particulado.

Se detectaron y cuantificaron cuarzo, feldespatos (albita), carbonatos (siderita), minerales de arcilla (illita, illita/esmectita, caolinita y clorita), sulfuros (pirita/marcasita). La composición mineralógica total está compuesta principalmente por una combinación de minerales de arcilla (67%) y cuarzo (23%), con algo de carbonato (4.7%), feldespato (4.8%) y pequeñas cantidades de sulfuros (<1,1%). Por su parte, la Tabla 5 refleja la composición de la arcilla (tamaño de partículas <2µm) contiene cantidades elevadas de illita (50%), illita/esmectita (38%), así como clorita (5.8%) y caolinita (5.4%).

*Tabla 4. Mineralogía de la Formación Umir que indica las altas cantidades de minerales de arcilla y cuarzo con pequeñas cantidades de feldespatos, siderita, pirita y rastros de rutilo (TiO2). La fase de illita/esmectita contiene mica, illita y minerales de arcilla de capa mixta de illita-esmectita pobremente estructurada.*

Profundidad (pies)	Cuarzo	Feldespatos		Carbonatos			Arcillas			Sulfuros		Rutilo	Feldespato Total	Carbonato Total	Arcilla Total
		Albita	Siderita	Illita/Esmectita	Caolinita	Clorita	Pirita/Marcasita								
5690-6040	23.9	4.5	3.5	35.4	16.7	15.1	0.9	Trazas	4.5	3.5	67.2				
6040-6430	25.8	5.1	2.5	32.7	16.4	16.3	1.1	Trazas	5.1	2.5	65.4				
6430-6780	22.7	4.3	5.1	35.2	18.3	13.4	1	Trazas	4.3	5.1	66.9				
6780-7070	24	5.2	2.5	31.4	19.8	16.3	0.8	Trazas	5.2	2.5	67.5				
7070-7350	23.3	5	3.7	32.7	18.1	16.3	1	Trazas	5	3.7	67.1				
7350-7630	24.6	4.7	4.1	35.2	17.1	13.1	1.1	Trazas	4.7	4.1	65.4				
7630-7770	20.8	4.7	10.3	33	15.3	15	1	Trazas	4.7	10.3	63.3				
7770-7818	21.9	3.2	5.5	45.7	16.9	6	0.8	Trazas	3.2	5.5	68.6				
7818-8040	21.3	4.6	6.1	42.2	15	9.8	1	Trazas	4.6	6.1	67				
8040-8060	21.8	5.1	4.5	39.2	13.4	15	0.9	Trazas	5.1	4.5	67.6				
8060-8250	21.4	4.7	5.5	40.3	15.9	11.2	0.9	Trazas	4.7	5.5	67.4				
8250-8303	22.1	4.8	3.5	38	17	13.7	0.8	Trazas	4.8	3.5	68.7				

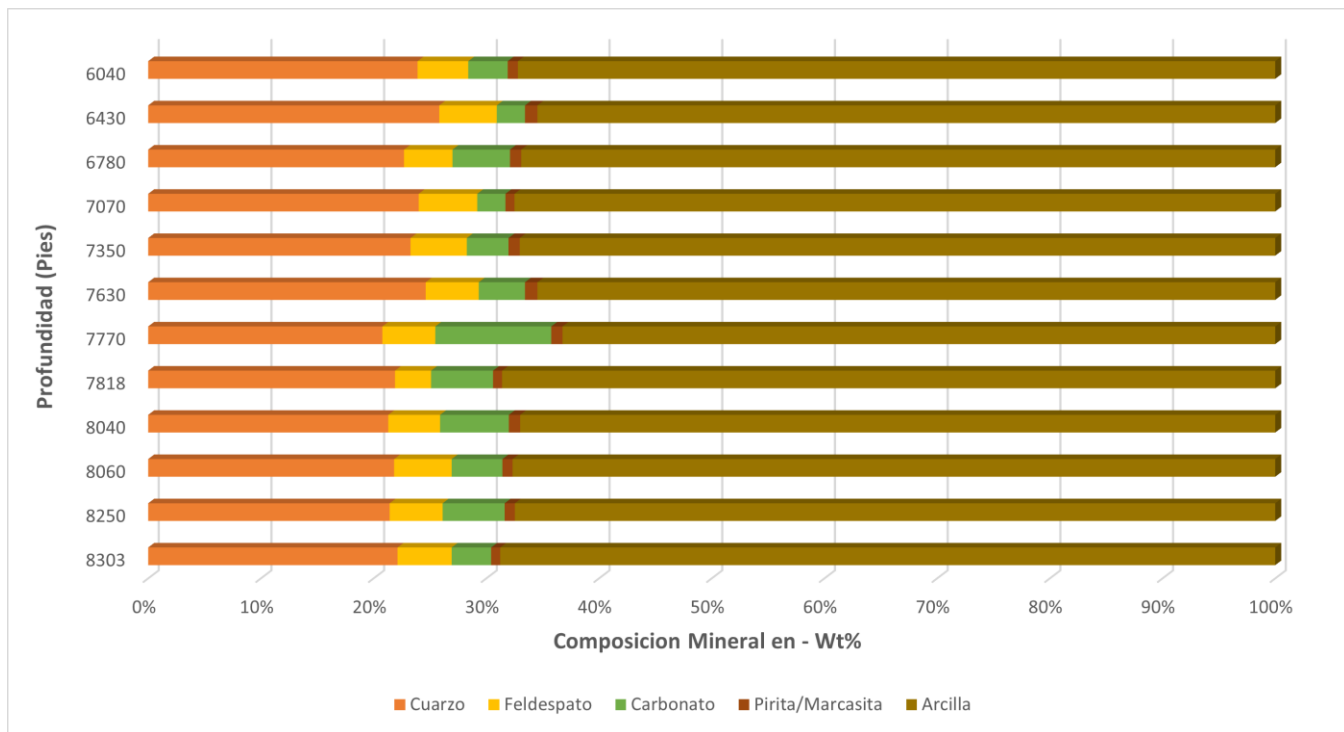


Figura 32. Gráfico del fondo del pozo que muestra la variabilidad mineralógica (cuarzo, feldespatos, siderita, arcillas y sulfuros) de la Formación Umir. En general se observa poca variabilidad basada en la composición mineralógica con la excepción de la muestra 7630-7770 pies que tiene cantidades ligeramente elevadas de siderita.

La baja cantidad de caolinita y clorita puede estar relacionado muy posiblemente al hecho de que la cuantificación de estas fases minerales se realizó en una fracción < 2 $\mu$ m, varios autores han señalado que estos minerales suelen encontrarse en fracciones > 2 $\mu$ m, lo cual explicaría el bajo contenido de estas 2 fases en la muestra. En cuanto a la illita e illita/esmectita, si se observa la figura 34, da la impresión de que la illita presentara un ligero aumento relacionado con la profundidad, mientras que la illita/esmectita disminuye en profundidad.

Tabla 5. La arcilla total en la fracción gruesa y los porcentajes relativos de arcilla en la fracción de tamaño de la arcilla (<2µm) indican una alta presencia de capas mixtas de illita y de illita-esmectita en todas las muestras. Los minerales de clorita y caolinita también están presentes en cantidades bajas (10-13% total).

Profundidad	Arcilla Total	Porcentaje relativo de arcilla (<2µm)			
		Illita	Illita/Esmectita	Caolinita	Clorita
5690-6040	67.2	51	38	5	6
6040-6430	65.4	45	43	6	6
6430-6780	66.9	48	41	5	6
6780-7070	67.5	50	37	7	6
7070-7350	67.1	56	33	5	6
7350-7630	65.4	53	36	5	6
7630-7770	63.3	47	40	6	7
7770-7818	68.6	55	36	5	4
7818-8040	67	55	35	5	5
8040-8060	67.6	56	35	4	5
8060-8250	67.4	44	44	6	6
8250-8303	68.7	51	36	6	7

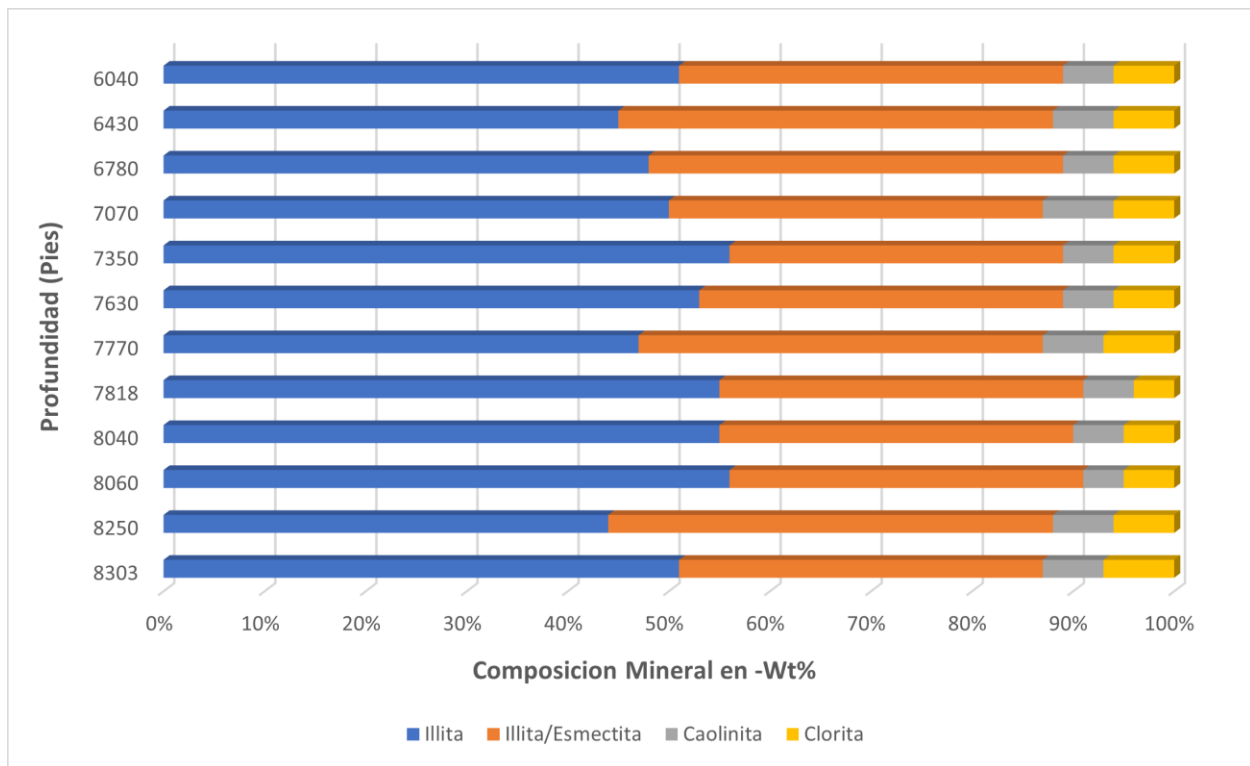


Figura 33. Gráfico del fondo del pozo que muestra la variabilidad mineralógica de las arcillas en cuestión de la Formación Umir.

## Mineralogía de la arcilla

El análisis de XRD permitió identificar la existencia de interestratificados de illita/esmectita (I/S) que pueden tener incorporaciones variables de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ . Estos se diferencian de los otros tipos de arcilla porque su espacio interplanar varía considerablemente según el tratamiento aplicado. Esta identificación no es tan sencilla, debido a que estas estructuras corresponden a estructuras minerales compuestas donde la sustitución de partes de la estructura no es del todo completa, por lo tanto, comparte propiedades de dos minerales al mismo tiempo, en este caso illita y esmectita (I/S).

Si se observa la figura 35, estas estructuras tienen un primer pico de 11 Å (N), el cual se encuentra entre el rango de los 10 – 14 Å típico de estas estructuras en muestra natural (N). Se espera que una vez aplicado el tratamiento por etilenglicol (EG), su pico se desplace y presenten una mayor distancia interplanar 14 Å. Sin embargo, para este caso en particular, con el tratamiento en etilenglicol se obtuvo un valor de 8.58 Å, que según la clasificación presentada por Thorez (1976, 2003), corresponde a un interestratificado illita/esmectita (I/S).

Moore y Reynolds (1997) presentan una clasificación para estimar el porcentaje de illita en el interestratificado, de acuerdo con los valores previamente obtenidos, el valor de 8.58 Å correspondiente al plano ( $001_{\text{illita}}/002_{\text{esmectita}}$ ) responde a la presencia de un 10% de illita en el interestratificado con un ordenamiento R0 u ordenamiento aleatorio.

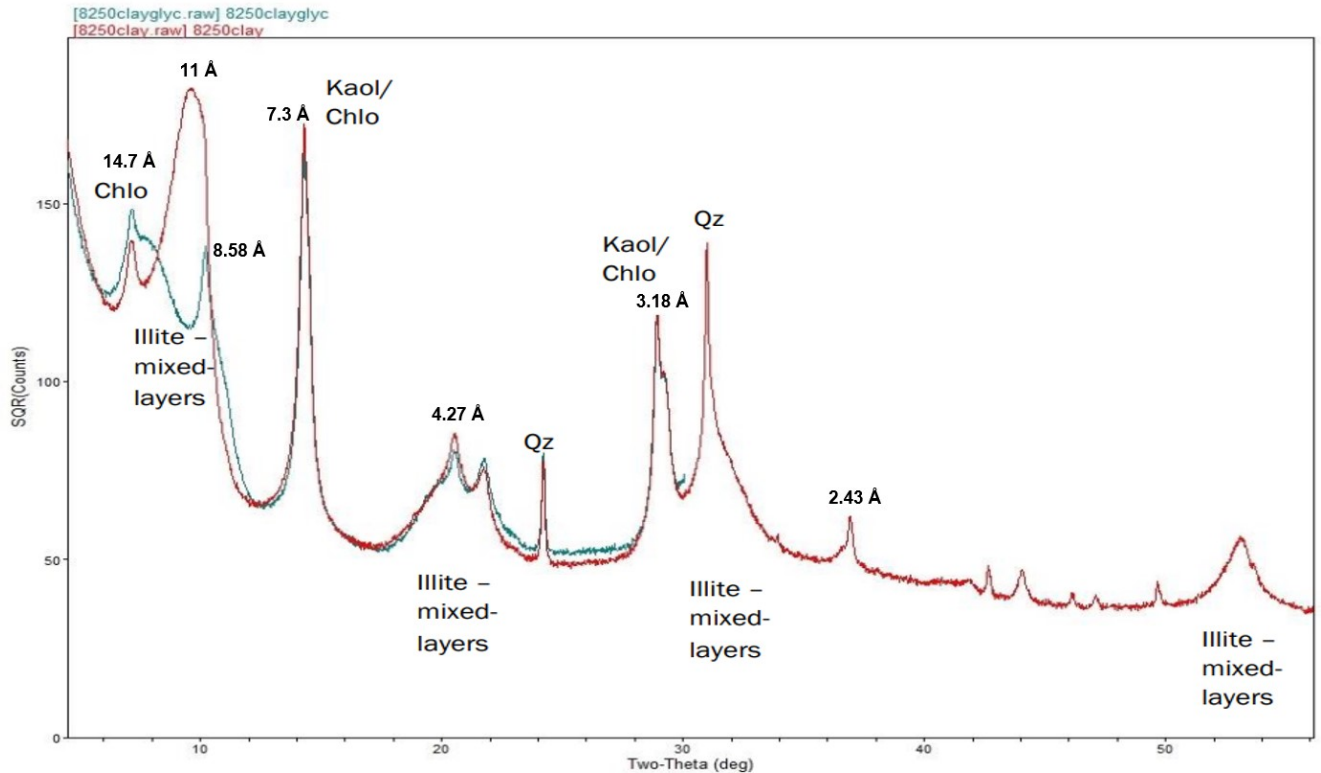


Figura 34. Difractograma que muestra las fases de la arcilla identificadas. Los valores en los picos corresponden al espacio interplanar (d) de cada mineral.

Los minerales que constituyen los componentes principales de la lutita analizada son: caolinita, identificada por los valores de 7.03 Å (N - EG) y 3.27 Å (N-EG) en la muestra natural y en el tratamiento con etilenglicol, illita, identificada por los valores de 10.7 Å (N - EG) 4.92 Å (N - EG) y 2.2 Å (N - EG), fue posible reconocerla debido a que no se modifican bajo ninguno de los tratamientos. Interestratificado illita/esmectita (I/S) con valores de 11 Å (N) y 8.58 Å (EG), 4.27 – 2.43 Å (N- EG). Clorita con un valor de 14.7 Å (N - EG), 7.03 Å (N - EG) y 3.2 Å (N - EG) con los tratamientos aplicados. Adicionalmente, se encontró que todas las muestras contienen proporciones variables de cuarzo en la fracción arcilla, que se caracteriza por los picos de 4.26 Å y 3.33 Å.

En la tabla 5 se recopilan los porcentajes de arcilla obtenidos. Estos datos representan sólo la fracción de tamaño < 2 µm y muestran el predominio de la illita y la illita-esmectita (combinado 90%). La caolinita y la clorita constituyen aproximadamente el 10%. En comparación con la composición total de la muestra, la cantidad relativa de clorita y

caolinita es bastante pequeña. Esto puede indicar que esos dos minerales de arcilla pueden tener fracciones de tamaño  $>2 \mu\text{m}$ , lo que es común entre la clorita y la caolinita.

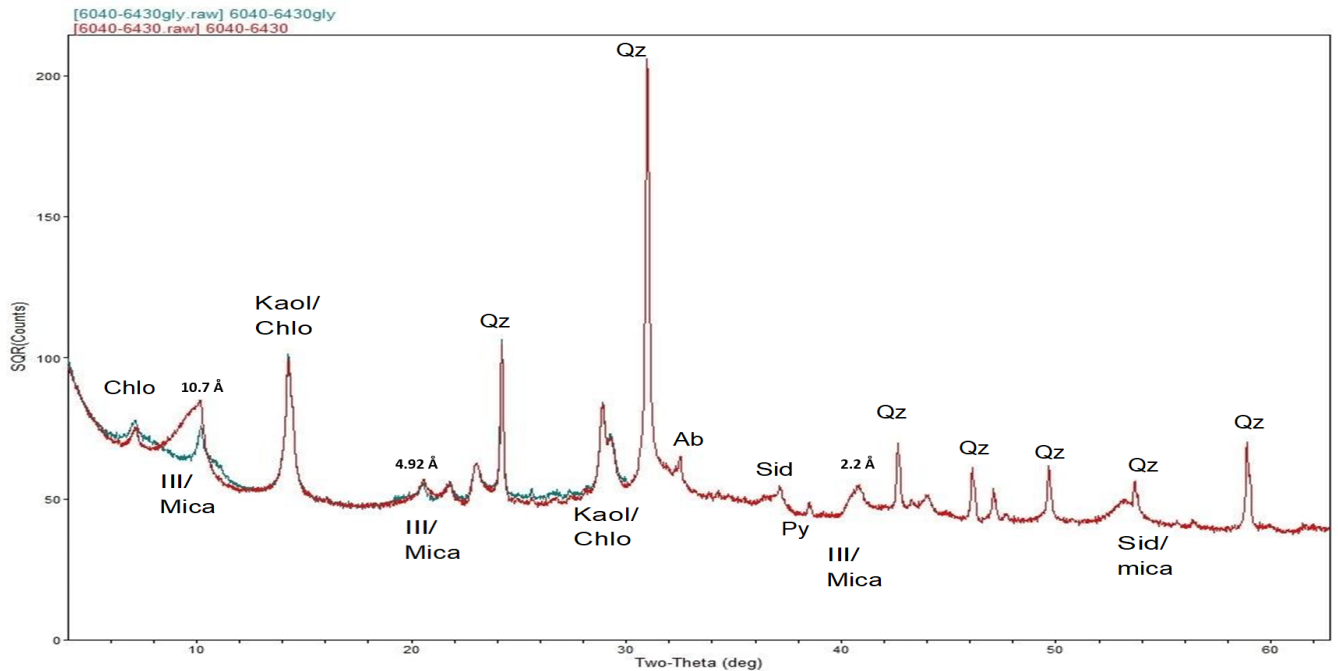


Figura 35. Difractograma de las fases típicas de los minerales presentes en la muestra: Cuarzo, albita, siderita, illita, caolinita, clorita y pirita.

### Concentración elemental (XRF)

Con base en los resultados obtenidos mediante el análisis químico por fluorescencia de rayos X (XRF), se encontró que los porcentajes de  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{K}^+$  son los que se encuentran en mayor proporción en toda la muestra, como lo evidencia la figura 37. Este alto contenido de Sílice ( $\text{Si}^{4+}$ ) y Aluminio ( $\text{Al}^{3+}$ ) corresponde a la presencia de illita y cuarzo, los cuales representan el mayor porcentaje mineral del volumen total de la muestra.

Tabla 6. Concentraciones de elementos principales por análisis de WD-XRF. Datos obtenidos por terceros.

Profundidad	Concentración de los elementos mayores (Wt %)										
	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe
5650-6040	0.73	1.15	10.25	26.36	0.09	0.3	2.09	0.43	0.49	0.06	4.79
6040-6430	0.76	1.07	10.41	27.85	0.08	0.36	2.13	0.48	0.5	0.04	4.05
6430-6780	0.74	1.18	10.19	26.03	0.1	0.36	2.08	0.54	0.48	0.06	5.41
6780-7070	0.79	1.07	10.59	28.34	0.07	0.23	2.1	0.31	0.52	0.01	3.59
7070-7350	0.77	1.12	10.47	27.39	0.09	0.28	2.13	0.37	0.51	0.04	4.43
7350-7630	0.74	1.06	10.23	27.28	0.1	0.45	2.12	0.44	0.5	0.05	4.69
7630-7730	0.68	1.5	9.11	24.2	0.16	0.35	1.82	1.03	0.44	0.11	7.88
7730-7818	0.73	1.13	10.43	26.42	0.09	0.32	2.29	0.57	0.49	0.04	4.44
7818-8040	0.71	1.16	10.41	26.64	0.08	0.41	2.28	0.63	0.49	0.02	4.41
8040-8060	0.77	1.07	10.24	27.24	0.08	0.35	2.14	0.57	0.5	0.03	4.2
8060-8250	0.74	1.18	10.63	26.56	0.08	0.29	2.28	0.49	0.49	0.02	4.48
8250-8303	0.78	1.14	10.71	27.34	0.11	0.28	2.28	0.45	0.5	0.02	4.28
Promedio	0.75	1.15	10.31	26.8	0.09	0.33	2.14	0.53	0.49	0.04	4.72

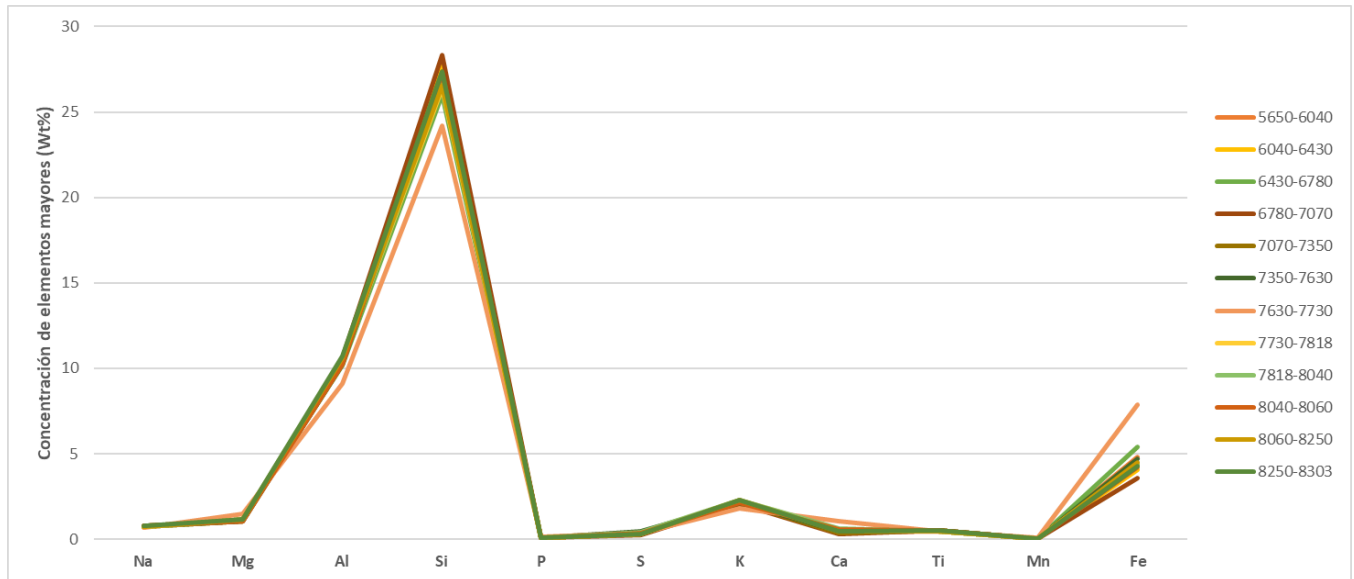


Figura 36. Concentraciones de elementos principales respecto a la profundidad, se observa altos contenidos de  $Al^{3+}$  y  $Si^{4+}$ , así como concentraciones considerables de  $K^+$  y  $Fe^{3+}$ . Datos obtenidos por terceros.

En la tabla 7 se presentan las concentraciones elementales para cada uno de los minerales presentes. Estos resultados permiten observar si las arcillas presentan sustituciones iónicas en sus estructuras internas. La clorita presenta altos contenidos de hierro ( $Fe^{3+}$ ) y magnesio ( $Mg^{2+}$ ), mientras que la illita cuenta con concentraciones de hierro ( $Fe^{3+}$ ) y potasio ( $K^+$ ).

Tabla 7. Concentraciones elementales en los minerales obtenidos mediante WD-XRF, suministrado por terceros.

Concentraciones elementales en minerales (Fracción) utilizadas en el cálculo								
	Si	Al	Ca	Mg	Na	K	Fe	S
<b>Cuarzo</b>	0.47	0	0	0	0	0	0	0
<b>Albita</b>	0.32	0.11	0.01	0	0.08	0	0	0
<b>Illita</b>	0.23	0.13	0	0.01	0	0.06	0.05	0
<b>Clorita</b>	0.14	0.09	0	0.15	0	0	0.12	0
<b>Pirita</b>	0	0	0	0	0	0	0.47	0.54
<b>Siderita</b>	0	0	0	0	0	0	0.48	0
<b>Caolinita</b>	0.22	0.21	0	0	0	0	0	0

### Capacidad de Intercambio Catiónico (CEC)

Para la capacidad de intercambio catiónico (CEC), los resultados se ilustran en la tabla 8, todas las muestras tienen valores de BMI de 13-17 meq/100g, lo que indica una CEC relativamente baja. La baja reactividad indica que en estas muestras sólo pueden estar presentes cantidades relativamente pequeñas de arcillas reactivas. Al observar los detalles del análisis mineralógico, estos soportan los resultados obtenidos, debido a la ausencia de esmectita en la muestra.

Tabla 8. Resultados de la prueba del índice de azul de metileno (MBI).

Profundidad (pies)	Masa (g)	Volumen de azul de metileno (mL)	CEC (meq/100g)
5690-6040	2.04	32	15.69
6040-6430	2.09	33	15.79
6430-6780	2.09	30	14.35
6780-7070	2.09	34.5	16.51
7070-7350	2.08	32	15.38
7350-7630	2.09	32	15.31
7630-7770	2.08	32	15.38
7770-7818	2.07	28.5	13.77
7818-8040	2.02	31	15.35
8040-8060	2.05	26.5	12.93
8060-8250	2.08	31.5	15.14
8250-8303	2.07	30	14.49

## **Análisis de resultados**

En cuanto a las causas de la inestabilidad de la lutita, se debe a un equilibrio de varios factores mecánicos y fisicoquímicos (Van Oort, 2003). Entre ellos figuran factores que no necesariamente están directamente relacionados con la mineralogía de la arcilla: por ejemplo, la sobrepresión en los poros de las lutitas, las presiones verticales y horizontales in situ y los factores asociados a la perforación, como el contacto con la sarta de perforación, la acción erosiva de los fluidos y los aumentos de presión, entre otros (Wilson et al., 2017). No obstante, en la mayoría de los casos de inestabilidad de las lutitas, la causa se atribuye con mayor frecuencia a los minerales de arcilla de la formación perforada, en particular con respecto a su hinchazón, hidratación y dispersión (Anderson et al., 2010).

El análisis integrado de las diferentes características de la lutita reveló la naturaleza de la arcilla en las muestras y permite de esta manera anticipar los posibles mecanismos de inestabilidad cuando esta Formación entre en contacto con diversos fluidos. En este estudio se utilizaron métodos cualitativos y semicuantitativos para interpretar y comprender la química y las características físicas de la lutita de la Formación Umir y de esta manera identificar si el problema de inestabilidad en la Formación responde a un problema físico o químico.

Según el análisis por difracción de rayos X (XRD), la Formación presenta un relativo bajo contenido de minerales frágiles (cuarzo, feldespato) y un alto contenido de minerales dúctiles (arcillas), por lo que la roca no es propensa al desarrollo de fracturas o al menos no en esta sección. Las imágenes de CT y SEM comprueban este análisis ya que la roca presenta un bajo grado de fracturamiento y concuerda con los resultados obtenidos por (Jarvie et al., 2007; Rickman et al., 2008) en los que concluyen que la densidad de fracturamiento de este tipo de rocas responde a la composición mineral de esta.

Por otro lado, el análisis físico-químico en conjunto (XRD, XRF y CEC) brinda información detallada del tipo de arcillas que componen la Formación Umir. Esta, al no presentar arcillas reactivas (esmectita), la hinchazón por hidratación se descarta como el factor significativo en el problema de inestabilidad de la Formación. Varios han sido los estudios

que han tratado de dar respuesta a la enigmática desestabilización de los shales por el tipo de arcilla que estos suelen contener. Wilson y Wilson (2014), exponen en su trabajo un mecanismo conocido como la **dobles capa difusa** o **DDL**, la cual responde al tipo de arcilla que predomine en este tipo de rocas. De acuerdo con los datos obtenidos, esta muestra de la Formación Umir corresponde a un shale illítico.

Se sabe que este tipo de arcilla (illita) es un mineral no expansible, por lo que la inestabilidad de este tipo de shales no puede relacionarse con la expansión interlaminar o hinchazón típica de las esmectitas. Es aquí donde la teoría de la **dobles capa difusa (DDL)** propuesta por Schofield (1946) y Bolt (1956) podría responder al tipo de mecanismo que puede estar detrás de la inestabilidad de esta Formación. Según Wilson y Wilson (2014) cuando una partícula de arcilla cargada negativamente se encuentra en contacto con un fluido como un electrolito acuoso, la distribución de cationes en el fluido se concibe como relativamente concentrada en la superficie de la partícula de arcilla para mantener en general la neutralidad eléctrica (figura 38). Esta distribución de cationes y aniones se denomina la **dobles capa eléctrica difusa (DDL)**. El grosor de la **DDL** depende de la magnitud y la distribución de la carga en la partícula de arcilla en la superficie y en la salinidad del fluido.

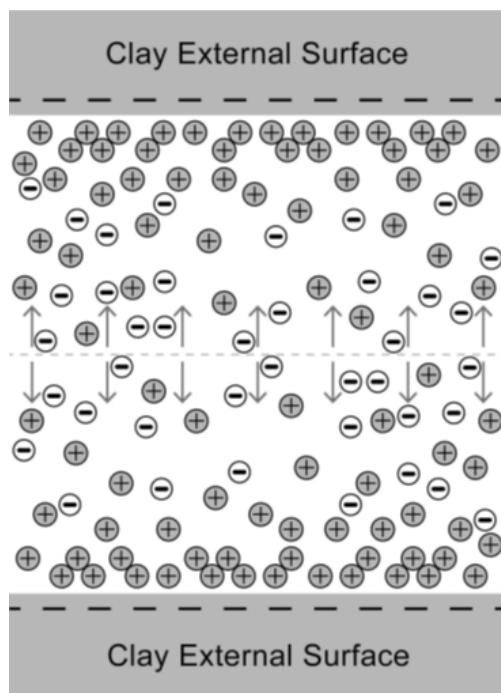


Figura 37. Esquema simplificado de la doble capa difusa (DDL) asociada a la superficie de los minerales de arcilla en los poros del shale, lo que indica la presión generada por la superposición forzada de la DDL. (Tomado de Wilson y Wilson, 2014).

De acuerdo con los resultados obtenidos para las concentraciones elementales por mineral, se observa que la illita presenta concentraciones de hierro ( $\text{Fe}^{3+}$ ) relativamente altas y una reducción de iones de aluminio ( $\text{Al}^{3+}$ ) dentro de su estructura, lo cual podría significar que el hierro ( $\text{Fe}^{3+}$ ) se encuentre reemplazando las posiciones de algunos aluminios ( $\text{Al}^{3+}$ ), generando así un exceso de carga negativa estructural que termina por descompensar el sistema (Figura 39).

De esta manera, si ciertos fluidos logran penetrar dentro de la estructura de la roca, y entran en contacto con las superficies de la illita, podrían alterar la distribución de cargas en las partículas de arcilla (illita), generando un mayor grosor en la **DDL** y por consiguiente produciendo una mayor presión de poros. Lo cual terminaría desestabilizando la unión entre partículas, facilitando así el desprendimiento del material, el cual causaría una desestabilización general de la Formación.

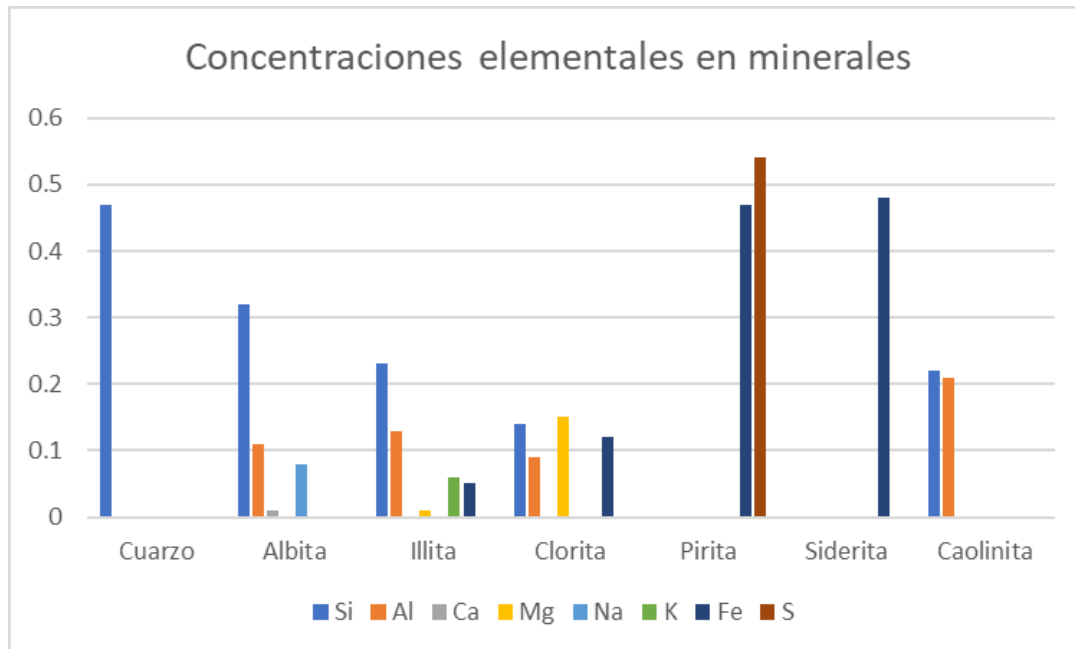


Figura 38. Concentraciones elementales en los minerales obtenidas mediante el WD-XFR (datos suministrados por terceros), la illita presenta concentraciones considerables tanto de  $K^+$  como de  $Fe^{3+}$ .

Por tal motivo, el diseño de un material puente que permita sellar las entradas de estos fluidos es de vital importancia. Mediante el análisis SEM, se obtuvieron 2 distribuciones para el tamaño de los microporos presentes en la muestra. La primera de estas corresponde a la microporosidad primaria o poros intragranulares, el tamaño promedio de estos se encuentra entre 1 – 2  $\mu m$ , como se observó en los resultados de la sección de microscopía electrónica de barrido (SEM). Mientras que la segunda, corresponde a una porosidad secundaria, en la que se precipita el carbonato, permitiendo la interconexión de estos microporos, que acaban formando canales de mayor tamaño. Esta microporosidad secundaria cuenta con una distribución de tamaño entre 10 - 20  $\mu m$ .

Tanto la microporosidad intragranular (< 2  $\mu m$ ) y la microporosidad secundaria (10 - 20  $\mu m$ ) deben de considerarse como un mecanismo importante de inestabilidad. Primero, la porosidad secundaria (a pesar de que se presenten en pequeñas proporciones los carbonatos), la muestra es solo una fracción del volumen total de la Formación, por lo que si se considera a escala regional estos carbonatos pueden llegar a generar aperturas de mayor tamaño y facilitar la conexión entre los microporos de la roca lo que causaría una mayor infiltración de fluido en la Formación y acabarían interactuando con la arcilla presente, y en ultimas terminara desestabilizando la estructura interna de esta. Segundo,

la microporosidad intragranular se presenta en mayor proporción, por lo que el volumen comparado con la microporosidad secundaria será mayor, por consiguiente, el fluido logrará infiltrarse incluso en escalas bastante pequeñas, lo cual resultará en un mayor desprendimiento de material.

Utilizar partículas de tamaño entre los 1 - 2  $\mu\text{m}$  sería el ideal para sellar dichas estructuras mientras se lleva a cabo la operación. Este material de sello evitará que fluidos externos penetren en la roca y por tanto el problema de inestabilidad deberá reducirse efectivamente. Para este caso, pueden utilizarse preferiblemente partículas de Carbonato de calcio o sales micronizadas (tamaño predeterminado) las cuales no generen una descompensación iónica en el sistema.

## **Conclusiones**

Los anteriores resultados han ilustrado que la naturaleza de las arcillas, en combinación con la textura, estructura y fabrica general de la roca, desempeñan un papel importante en la inestabilidad de los pozos cuando éstos están expuestos a fluidos durante las operaciones de perforación. El papel que desempeñan los distintos minerales de arcilla en el contexto de los mecanismos de inestabilidad, sin duda alguna, pueden ser clasificados como uno de los más importantes, por tal motivo, al momento de realizar una operación deben de conocerse las características tanto físicas como químicas de las Formaciones que se encontraran en profundidad.

Aunque los registros de pozos permiten tener un conocimiento bastante detallado de las Formaciones, estos, en ciertos casos, puede que no logren cuantificar estas micro ( $\mu\text{m}$ ) y nanoescalas (nm) que pueden desencadenar procesos que terminan por afectar la operación en su totalidad. Por lo tanto, el análisis de núcleos en conjunto con técnicas de XRD/XRF logran ser una metodología efectiva que puede complementar de manera muy positiva la combinación de los registros sísmicos y de pozo a la hora de conocer la geología de la zona en mayor detalle.

La Formación Umir, aunque puede catalogarse como una Formación ajustada debido a su composición, cuenta con una permeabilidad, aunque mínima, la tiene, por

consiguiente, un pequeño volumen de filtrado de lodo puede lograr penetrar su estructura, este al ingresar por los planos de debilidad genera una descompensación en el sistema (al contener contraiones), que resulta en un aumento de la presión de los poros. Este aumento reduce el soporte efectivo del lodo, generando así una condición menos estable, que facilita el desprendimiento de material haciendo que estos se depositen en el pozo y causen problemas de acumulación. La Formación, al responder a un mecanismo de inestabilidad físico, realmente se encuentra relacionado a un problema de inestabilidad química. En general, las propiedades de las superficies de las partículas de la illita, combinado con la presencia de carbonatos son factores importantes por considerar para la estabilidad en esta sección del pozo.

Cuando se perfora lutitas sin una barrera efectiva presente en la pared del pozo, la presión del lodo penetrará progresivamente en la Formación (Tan et al., 1996). Aparte de una membrana de aislamiento (impermeable) en la pared, no se formará una barrera efectiva debido a la baja permeabilidad de la Formación. Por consiguiente, la determinación del tamaño de los microporos en este caso facilita determinar el tamaño de las partículas necesarias para desarrollar un material de sello efectivo, mientras que la composición química permite determinar que materiales son viables utilizar para que no se generen reacciones al momento de aplicarse y de esta manera no terminen por descompensar nuevamente a la Formación.

En la industria, para este tipo de situaciones suelen utilizarse inhibidores inorgánicos (NaCl y KCl). Estos materiales son buenos inhibidores ya que reducen la tendencia a la dispersión de la arcilla al evitar la migración del agua hacia el mineral y su absorción por éste (Gholami et al., 2018). Como conclusión, se recomienda utilizar un material sellante, el cual debe de realizarse con un inhibidor inorgánico (Carbonato de calcio, sales micronizadas) que no supere el tamaño particulado a 2  $\mu\text{m}$ .

## **Recomendaciones**

- Se recomienda tener un adecuado diseño de la ventana de densidad del lodo; buenas prácticas de perforación, especialmente control de la rotación de la sarta de perforación, para evitar el golpeteo (vibración) de esta a la Formación; y por

último, prevenir el envejecimiento de la Formación, reduciendo la duración de la exposición de la misma al fluido de perforación, estas Formaciones deben ser perforadas lo más rápido posible, preferiblemente aislándolas antes de entrar a la Formación productora y así curar el problema definitivamente.

- Utilizar metodología de inundación de núcleos con los inhibidores inorgánicos anteriormente expuestos con la finalidad de observar cómo estos responden al entrar en contacto con la Formación.
- Siempre que se pueda obtener núcleos, se recomienda aplicar estas técnicas de microscopía electrónica de barrido (SEM) en conjunto con XRD/XRF para complementar y/o fortalecer los demás registros que se tengan de la zona. Además de ser técnicas bastante efectivas, pueden agregarle valor a la operación evitando los sobrecostos que estas Formaciones problemáticas suelen generar.

## Referencias

Al-Arfaj, M., Sultan, A., Abdulraheem, A., 2015. Understanding shale-fluid interactions using molecular modeling techniques for drilling applications: A literature review. In *SPE Kuwait Oil and Gas Show and Conference*. Society of Petroleum Engineers.

Al-Khulaifi, Y., Lin, Q., Blunt, M., & Bijeljic, B., 2017. Reaction Rates in Chemically Heterogeneous Rock: Coupled Impact of Structure and Flow Properties Studied by X-ray Microtomography. *Environ Sci Technol.* 51, 4108–4116.

Amaefule, J., Ajufu, A., Peterson, E., Durst, K., 1987. Understanding formation damage processes: an essential ingredient for improved measurement and interpretation of relative permeability data. In: *SPE Production Operations Symposium*. Society of Petroleum Engineers.

Anderson, R., Ratcliffe I., Greenwell H., Williams P., Cliffe S., Coveney P. 2010. Clay swelling A challenge in the oilfield. *Earth Science Reviews*,98, 201 - 216.

API RP 13I., 2009. Recommended Practice for Laboratory Testing of Drilling Fluids, 8<sup>th</sup> edition.

Bagci, S., Kok, M., Turksoy, U., 2000. Determination of formation damage in limestone reservoirs and its effect on production. *J. Pet. Sci. Eng.* 28 (1–2), 1–12.

Bailey, S., 1980. Summary and recommendations of AIPEA nomenclature committee: Clays and Clays Minerals, v. 28.

Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., Martínez, J., 2007. Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and petroleum geology, a new proposal. *Agencia Nacional de Hidrocarburos*, 1, 92.

Barton, C., Zoback, M., Moos, D., 1995. Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23(8), 683-686.

Bell, J, Gough, D., 1982. The use of borehole breakouts in the study of crustal stress, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 82-1075, 539-557.

Bera, B., Mitra, S., & Vick, D., 2011. Understanding the micro-structure of Berea Sandstone by the simultaneous use of micro computed tomography (micro-CT) and focused ion beam-scanning electron microscopy (FIB-SEM). *Micron*. 42, 412–418.

Bolt, G. 1956. Physico-chemical analysis of the compressibility of pure clays. *Geotechnique* 6, 2(86 – 93).

Bonilla, G., 2015. Mineralogía de los sedimentos finos (Limos, arcillas y calcáreos en la evolución de cuencas sedimentarias, desde la configuración, el ambiente de depósito y la diagénesis – importancia en las cuencas cretácica y paleógena en Colombia. Universidad Nacional.

Brigatti, M., Galán, E., Theng, B. 2013. *Structure and Mineralogy of Clay Minerals. Handbook of Clay Science, 21–81.*

Cai, J., Yu, B., Zou, M., Mei, M., 2010. Fractal analysis of invasion depth of extraneous fluids in porous media. *Chem. Eng. Sci.* 65 (18), 5178–5186.

Cediel, F., Shaw, R., Cceres, C., 2003. Tectonic assembly of the northern Andean block. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*.

Cediel, F., Shaw, R. 2018. *Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction*. Springer.

Civan, F., 2000. *Reservoir Formation Damage: Fundamentals, Modeling, Assessment, and Mitigation*, second ed. Gulf Publishing Company, Houston, Texas.

Civan, F., 2015. *Reservoir Formation Damage*. Gulf Professional Publishing. De Franceschi, E., Castineiras, T., Benedetto, F., Funes, A., Figini, F., Economides, M., 2013. Pipe dope as a source of oil and gas formation damage. *J. Nat. Gas Sci. Eng.* 12, 65–73.

Cook, J., Sheppard, M., Houwen, O., 1991. Effects of strain rate and confining pressure on the deformation and failure of shale. *SPE drilling engineering*, 6(02), 100-104.

Cook, J., Growcock, F., Guo, Q., Hodder, M., Van Oort, E. 2011. Stabilizing the wellbore to prevent lost circulation. *Oilfield Review*, 23(4), 26-35.

Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Pulham, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG bulletin*, 79(10), 1421-1442.

Córdoba, F., Rolón, L., Buchelli, F., Suarez, M. 1996. Provincia petrolífera del Valle Medio del Magdalena, Colombia. *Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL)*. 603- 605.

Curtis, M., Ambrose, R., Sondergeld, C., Rai, C., 2010. Structural Characterization of Gas Shales on the Micro- and Nano-Scales. *Can Unconv Resour Int Pet Conf*, 1–15.

Clavijo, J. 1995. *Geología de la Plancha 75, Aguachica*. Escala 1: 100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Chung, F. 1974. Quantitative interpretation of X-ray Diffraction Patterns of mixtures. I. Matrix-Flushing Method for quantitative multicomponent analysis. *J. Appl. Cryst.* 7, 519.

De Porta, J. 1966. Geología del extremo S del valle medio del Magdalena entre Honda y Guataqui (Colombia). *Boletín de Geología*, (22-23), 5-341.

Dyni, J., 2003. Geology and resources of some world oil-shale deposits. *Oil Shale*. 20, 193–252.

Farris, D., Jaramillo, C., Bayona, G., Restrepo-Moreno, S., Montes, C., Cardona, A., Valencia, V., 2011. Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America. *Geology*, 39(11), 1007-1010.

Fjelde, I., 2009. formation damage caused by emulsions during drilling with emulsified drilling fluids. SPE Drill. Complet. 24 (02), 222–228.

Gaviria, S., Sarmiento, G., Sánchez, M., 2014. Minerales Arcillosos Marcadores de Procesos Termodinámicos en Niveles Lodolíticos del Cretáceo Inferior, Región de Ráquira, Boyacá, Cordillera Oriental de Colombia. GEOLOGÍA COLOMBIANA, Vol. 37. Bogotá, Colombia. pp 63-75.

Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Cardozo, N., 2005. Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(9-10), 1272-1292.

Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Hegarty, K., Kelley, S., 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(5-6), 547-569.

Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Hegarty, K., Kelley, S., Heizler, M., 2003. Controls on architecture of the late Cretaceous to Cenozoic southern middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 131-147.

Goral, J., Deo, M., Andrew, M., Zeiss, C., 2019. Correlative Multiscale imaging of Mancos shale. International Petroleum Technology Conference. March 26 – 28.

Guerrero, C. 2012. Descripción petrográfica y análisis diagenético y proveniencia de la Formación Umir. Trabajo de Grado, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

Guo, J., Yan, J., Fan, W., Zhang, H. 2006. Applications of strongly inhibitive silicate-based drilling fluids in troublesome shale formations in Sudan. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 50(3-4), 195-203.

Gholami, R., Elochukwu, H., Fakhari, N., Sarmadivaleh, M. 2018. A review on borehole instability in active shale formations: Interactions, mechanisms and inhibitors. *Earth-Science Reviews*, 177, 2-13.

Grim, R., 1962. Applied Clay Mineralogy. McGraw-Hill, New York

Hansen, B., Buczak, J., 2010. Making interpretable images from image logs.

Haswell, R., Zeile, U., Mensch, K., 2008. Van Gogh's painting grounds: an examination of barium sulphate extender using analytical electron microscopy—SEM/FIB/ TEM/EDX. *Microchim Acta*.161, 363–369.

Hincapié-Gómez, S., Cardona, A., Jiménez, G., Monsalve, G., Ramírez-Hoyos, L., Bayona, G. 2018. Paleomagnetic and gravimetrical reconnaissance of Cretaceous volcanic rocks from the Western Colombian Andes: Paleogeographic connections with the Caribbean Plate. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 62(3), 485-511.

Hong, H., Li, Z., Xue, H., Zhu, Y., Zhang, K., Xiang, S. 2007. Oligocene clay mineralogy of the Linxia Basin: evidence of paleoclimatic evolution subsequent to the initial-stage uplift of the Tibetan Plateau. *Clays and Clay Minerals*, 55(5), 491-503.

Huggett, J., Uwins, P., 1994. Observations of water-clay reactions in water-sensitive sandstone and mudrocks using an environmental scanning electron microscope. *J. Pet. Sci. Eng.* 10 (3), 211–222.

Jarvie, D., Hill, R., Ruble, T., Pollastro, R. 2007. Unconventional shale-gas systems: The Mississippian Barnett Shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment. *AAPG bulletin*, 91(4), 475-499.

Jiménez, G., Rico, J., Bayona, G., Montes, C., Rosero, A., Sierra, D. 2012. Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the southern Upper Magdalena Valley of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 184-201.

Karabakan, A., Yürüm, Y., 1998. Effect of the mineral matrix in the reactions of oil shales: 1. Pyrolysis reactions of Turkish Göynük and US Green River oil shales. *Fuel*. 77, 1303–1309.

Kerr, A., Tarney, J., Marriner, G., Nivia, A., Saunders, A., 1997. The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. *Geophysical monograph-American Geophysical Union*, 100, 123-144.

Krueger, R., 1999. Dual-column (FIB–SEM) wafer applications. *Micron*. 30, 221–226.

Kuila, U., Prasad, M., 2011. Surface area and pore-size distribution in clays and shales. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition* (Vol. 30, pp. 1-13). Denver, Colorado.

Lee, S., Speight, J., Loyalka, S., 2007. *Handbook of alternative fuel technologies*. CRC Press.

Lin, Q., Al-Khulaifi, Y., Blunt, M., Bijeljic, B., 2016. Quantification of sub-resolution porosity in carbonate rocks by applying high salinity contrast brine using Xray microtomography differential imaging. *Adv Water Resour*. 96, 306–322.

Lin, Q., Barker, D., Dobson, K., Lee, P., Neethling, S., 2016. Modelling particle scale leach kinetics based on X-ray computed micro-tomography images. *Hydrometallurgy*. 162, 25–36.

Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.

Lopes, L., Silveira, B., Moreno, R., 2012. Loss circulation and formation damage control on overbalanced drilling with different formulations of water-based drill-in fluids on sandstone reservoir. In: *ASME International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering*.

Luthi, S., 2001. *Geological well logs: Their use in reservoir modeling*. Springer Science & Business Media.

Matthijs De Winter, D., Schneijdenberg, C., Lebbink, M., Lich, B., Verkleij, A., Drury, M., Humbel, B., 2009. Tomography of insulating biological and geological materials using focused ion beam (FIB) sectioning and low-kV BSE imaging. *J Microsc*. 233(3), 372–383..

Menke, H., Bijeljic, B., Andrew, M., Blunt, M., 2015. Dynamic three-dimensional pore-scale imaging of reaction in a carbonate at reservoir conditions. *Environ Sci Technol*. 49, 4407–4414.

Meunier, A., 2005. *Clays*. Berlin: Springer.

Mojica, J., Arévalo, O., Castillo, H. 2009. Cuencas Catatumbo-Cesar - Ranchería, Cordillera Oriental, Llanos Orientales, Valle Medio y Superior del Magdalena. Colombia: ANH

Morales, L., 1958. General geology and oil occurrences of middle Magdalena valley, Colombia: South America.

Moore, D., Reynolds, R. 1997. *X-ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press (OUP).

O'Brien, D., Chenevert, M. 1973. Stabilizing Sensitive Shales with Inhibited, Potassium-Based Drilling Fluids, *JPT*. 25, 1089–1100.

Pan, B., Jones, F., Huang, Z., Yang, Y., Li, Y., Hejazi, S. H., Iglauer, S., 2019. Methane (CH<sub>4</sub>) wettability of clay-coated quartz at reservoir conditions. *Energy & fuels*, 33(2), 788-795.

Pardo-Trujillo, A., 2004. Paleocene-Eocene palynology and palynofacies from northeastern Colombia and western Venezuela [Ph. D. thesis]: Liège. *Université de Liège*.

Pardo-Trujillo, A., Jaramillo, C., 2002. New palynostratigraphical data of NW South America Paleocene-Eocene of the middle Magdalena Valley, Colombia. *Geo-Eco-Trop*, 26(1), 1-10.

Pardo-Trujillo, A., Jaramillo, C., Oboh-Ikuenobe, F., 2003. Paleogene palynostratigraphy of the eastern middle Magdalena Valley, Colombia. *Palynology*, 27(1), 155-178.

Patel, A., Stamatakis, E., Young, S., Friedeim, J., 2007. Advances in inhibitive water-based drilling fluids- can they replace oil-based muds? SPE Paper 106476, SPE International Symposium on Oilfield Chemistry.

Picard, M., 1955. Subsurface stratigraphy and lithology of Green River Formation in Uinta Basin, Utah. *Am Assoc Pet Geol Bull.* 39, 75–102.

Pilsbry, H., Olsson, A. 1935. Tertiary fresh-water mollusks of the Magdalena embayment, Colombia. 87, 7-20.

Poppe, L., Paskevich, J., Blackwood, D., 2001. A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction. USGS. Woods Hole: U.S. Geological Survey.

Radwan, A., Abudeif, A., Attia, M., Mahmoud, M., 2019. Development of formation damage diagnosis workflow, application on Hammam Faraun reservoir: A case study, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 153, 42-53.

Ramírez, D., 2015. AFR™ Azimuthal Focused Resistivity Sensor – Imágenes Resistivas.

Reinchenbach, M., Lamb, C., 1987. Petrology: A valuable tool in reservoir evaluation. *Petroleum Society of CIM.* 87, 38 – 70.

Restrepo-Moreno, S., Foster, D., Stockli, D., Parra-Sánchez, L. 2009. Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U–Th)/He thermochronology. *Earth and planetary science letters*, 278(1-2), 1-12.

Rickman, R., Mullen, M., Petre, J., Grieser, W., Kundert, D. 2008. A practical use of shale petrophysics for stimulation design optimization: All shale plays are not clones of the Barnett Shale. In *SPE annual technical conference and exhibition*. Society of Petroleum Engineers.

Robertson, I., Eggleton, R., 1991. Weathering of granitic muscovite to kaolinite and halloysite and of plagioclase-derived kaolinite to halloysite. *Clays and Clay Minerals*, 39(2), 113-126.

Rolon, L., Toro, J. 2003. Extensional Structures Related to the Jurassic-Cretaceous Rift of the Middle Magdalena Valley Basin–Colombia. In *AAPG Eastern Section Meeting*.

Roncancio, J., Martinez, M. 2011. Upper Magdalena Basin. En F. C. In: eds Cediél, *Petroleum Geology of Colombia In: eds Cediél, F., Colmenares, F* (Vol 14. ANH)

Saif, T., Lin, Q., Butcher, A., Bijeljic, B., Blunt, M. 2017. Multi-scale multi-dimensional microstructure imaging of oil shale pyrolysis using X-ray micro-tomography, automated ultra-high-resolution SEM, MAPS Mineralogy and FIB-SEM. *Applied energy*. 202, 628-647.

Sánchez, E., Audibert-Hayet, A., Rousseau, L., 2004. Influence of drill-in fluids composition on formation damage. *SPE J.* 9 (4), 403–410.

- Sargand, S., Hazen, G., 1987. Deformation behaviour of shales. *INTERNATIONAL JOURNAL OF ROCK MECHANICS AND MINING & GEOMECHANICS ABSTRACTS*, 24(6).
- Sarmiento, G., Puentes, J., Sierra, C., 2015. Evolución geológica y estratigráfica del sector norte del Valle Medio del Magdalena. *Geología Norandina*, 12, 51-82.
- Schlumberger Oilfield Glossary, 1998.
- Schofield, R. 1946. Ionic forces in thick films of liquid between charged surfaces. *Trans. Faraday Soc.* 42B, 219.
- Shamsi, F., Norouzi-Apourvari, S., Jafari, S., 2020. Image-based simulation of formation damage during suspension injection in homogeneous and heterogeneous porous media: The impact of pore-scale characteristics on macroscopic properties. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 186, 106786.
- Sivel, V., Van den Brand, J., Wang, W., Mohdadi, H., Tichelaar, F., Alkemade, P., Zandbergen, H., 2004. Application of the dual beam FIB/SEM to metals research. *J Microsc.* 214, 237–245.
- Speight, J., 2012. *Origin and Properties of Oil Shale*.
- Steiger, R., Leung, P., 1992. Quantitative determination of the mechanical properties of shales. *SPE drilling engineering*, 7(03), 181-185.
- Stephens, M., Gomez-Nava, S., Churan, M., 2009. Laboratory methods to assess shale reactivity with drilling fluids. In: Paper Presented at the AADE National Technical Conference and Exhibition, Louisiana, USA.
- Taborda, B., 1965. *Guidebook to the geology of the De Mares Concession: Colombian Soc. Petroleum Geologists and Geophysicists*.
- Tan, C, Richards, B., Rahman, S., 1996. Managing physico-chemical wellbore instability in shales with the chemical potential mechanism. In *SPE Asia Pacific oil and gas conference*. Society of Petroleum Engineers.
- Tang, G., Morrow, N., 1999. Influence of brine composition and fines migration on crude oil/brine/rock interactions and oil recovery. *J. Pet. Sci. Eng.* 24 (2–4), 99–111.
- Taylor, A., Ritts, B., 2004. Mesoscale heterogeneity of fluvial lacustrine reservoir analogues: examples from the Eocene green river and Colton formations, Uinta Basin, Utah, USA. *J Pet Geol.* 27, 3–25.
- Thorez, J., 1976. *Practical identification of Clay minerals*.
- Thorez, J., 2003. *Practical XRD analysis of clay minerals*
- Tomutsa, L., Silin, D., Radmilovic, V., 2007. Analysis of chalk petrophysical properties by means of submicron-scale pore imaging and modeling. *SPE Reserv Eval Eng.* 10, 285–293.
- Van Oort, E., Hale, A., Mody, F., 1996. Transport in shales and the design of improved water-based shale drilling fluids. *SPE drilling & completion*, 11(03), 137-146.
- Van Oort, E., 2003. On the physical and chemical stability of shales. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 38(3-4), 213-235.
- Van Oort, E. 2018. How to test for compatibility between fluids and shales. In *IADC/SPE Drilling Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Velde, B., 2013. *Origin and mineralogy of clays: clays and the environment*. Springer Science & Business Media.

- Wang, D., Xu, Y., He, D., Guan, J., Zhang, O., 2009. Investigation of mineral composition of oil shale. *Asia Pacific J Chem Eng.* 4, 691–697.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Restrepo, A., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-134. Recuperado a partir de <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/383>.
- Weaver, C., & Pollard, L., 2011. *The chemistry of clay minerals*. Elsevier.
- Wilson, M., Wilson, L., 2014. Clay mineralogy and shale instability: an alternative conceptual analysis. *Clay Minerals*, 49(2), 127-145.
- Wilson, M., Wilson, L., Shaldybin, M., 2017. The importance of illitic minerals in shale instability and in unconventional hydrocarbon reservoirs. *Geological Society, London, Special Publications*, 454(1), 253-269.
- Yang, Y., Li, Y., Yao, J., Zhang, K., Iglauer, S., Luquot, L., Wang, Z., 2019. Formation damage evaluation of a sandstone reservoir via pore-scale X-ray computed tomography analysis. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 183, 106356.
- Zeinijahromi, A., Farajzadeh, R., Bruining, J., Bedrikovetsky, P., 2016. Effect of fines migration on oil–water relative permeability during two-phase flow in porous media. *Fuel* 176, 222–236.
- Zhao, X., Qiu, Z., Sun, B., Liu, S., Xing, X., Wang, M., 2019. Formation damage mechanisms associated with drilling and completion fluids for deepwater reservoirs. *J. Pet. Sci. Eng.* 173, 112–121.
- Zoback, M., Moos, D., Mastin, L., Anderson, R., 1985. Well bore breakouts and in situ stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5523-5530.