

Evidencias de metamorfismo de bajo grado y caracterización petrográfica de la Formación El Hígado, Sur del Huila, Colombia

Carlos Ernesto Rodríguez-Esquivel^{1*}; Carlos Alberto Sánchez-Quiñónez¹

Forma de citar: Rodríguez-Esquivel, C.E.; Sánchez-Quiñónez, C.A. (2021). Evidencias de metamorfismo de bajo grado y caracterización petrográfica de la Formación El Hígado, Sur del Huila, Colombia. *Boletín de Geología*, 43(1), 77-97. <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n1-2021004>

Resumen

La Formación El Hígado es una unidad del Ordovícico Medio que ha sido objeto de estudios enfocados principalmente en su contenido fósil desde que fue propuesta. En este trabajo se realizó un análisis petrográfico que permitió reportar características de la fábrica sedimentaria original, y las evidencias del metamorfismo e hidrotermalismo que experimentaron las rocas. El nuevo levantamiento de la columna estratigráfica en la sección tipo evidencia los cambios en la exposición de los afloramientos. La caracterización de los minerales de arcilla presentes en las rocas, por medio de la difracción de rayos X, proporcionó información necesaria, al igual que el análisis petrográfico, para establecer los cambios a nivel mineralógico que experimentaron las rocas durante el enterramiento. En las rocas pelíticas es donde se hallaron evidencias de foliación con la petrografía, indicando que las rocas sufrieron efectos de metamorfismo regional. Con la determinación del índice de cristalinidad de la illita, se corroboró que la Formación El Hígado alcanzó condiciones donde se presenta metamorfismo al ser expuestas a temperaturas superiores a los 300°C, entre los límites de la anquizona alta y la epizona, siendo consecuente con la foliación hallada. En aquellas rocas que se vieron afectadas por la intrusión de diques de edad jurásica se presentó una alteración en los valores de índice de cristalinidad, pero no en sus características texturales ni composicionales, como evidencian la petrografía y el análisis de DRX. Con los datos mencionados anteriormente, se clasificaron las rocas teniendo en cuenta el grado de metamorfismo que las afecta.

Palabras clave: Formación El Hígado; Metamorfismo; Paleozoico en Colombia; Ordovícico Medio; Índice de cristalinidad de la illita; Cordillera Central de Colombia.

Evidence of low grade metamorphism and petrographic characterization of the El Hígado Formation, South of Huila, Colombia

Abstract

The El Hígado Formation is a Middle Ordovician unit that has been the subject of studies focused primarily on its fossil content since it was proposed. In this work, a petrographic analysis was carried out that allowed to report characteristics of the original sediment factory, and the evidence of metamorphism conditions and hydrothermalism that the rocks was undergone. The new uplift of the stratigraphic column in the type section evidences the changes in the exposure of the outcrops. The characterization of the clay minerals present in the rocks by means of X-ray diffraction provided the necessary information, as did the petrographic analysis, to establish the changes at the mineralogical level that the rocks experienced during burial. In the pelitic rocks is where evidence of foliation was found with petrography, indicating that the rocks suffered regional metamorphism effects. With the determination of the illite's crystallinity index, it was corroborated that the El Hígado Formation reached conditions where metamorphism occurs when exposed to temperatures above 300°C, between the limits of the high anquizone and the epizone, being consistent with the foliation found. In those rocks that were affected by the intrusion of dykes of Jurassic age, there was an alteration in the crystallinity index values, but not in their textural or compositional characteristics, as evidenced by petrographic and XRD analysis. With the data mentioned above, the rocks were classified considering the degree of metamorphism that affects them.

Keywords: El Hígado Formation; Metamorphism; Paleozoic in Colombia; Middle Ordovician; Illite's crystallinity index; Colombian Central Cordillera.

¹Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. (*) caerodriguezes@unal.edu.co; casanchezq@unal.edu.co

Introducción

La Formación El Hígado fue definida por Mojica *et al.* (1988a) e incluye a las rocas metasedimentarias que afloran en las inmediaciones de Tarqui al sur del Huila. Por su contenido paleontológico, Mojica *et al.* (1988b) estimaron que las rocas pertenecen al Ordovícico medio. Kroonenberg y Diederix (1982) al reportarlas por primera vez las catalogaron como rocas metamórficas de bajo grado de aparente edad cambro-ordovícica, al igual que Caicedo (2002), que las denominó rocas metasedimentarias a partir de la petrografía y estudios de deformación de los granos de cuarzo. Borrero *et al.* (2007) a través del índice de alteración del color de los conodontos, estimaron que las rocas debieron encontrarse en un intervalo de temperaturas propia de condiciones que García-López *et al.* (2006) denominan “diacaizona”. En el presente trabajo se pretende esclarecer que procesos diagenéticos y metamórficos poseen las rocas, a través del análisis petrográfico y de difracción de rayos X. A partir del análisis petrográfico se evidenció la presencia de foliación, indicativo de la influencia de metamorfismo regional, que además del intervalo de temperatura estimado con la determinación del índice de cristalinidad de la illita (Kübler, 1967), estaría señalando que las rocas estuvieron en condiciones propias del metamorfismo regional de muy bajo grado.

Marco geológico

Etayo-Serna *et al.* (1983) elaboraron el modelo de terrenos tectónicos para Colombia donde se establecieron los distintos bloques que se acrecieron al Cratón Amazónico a través del tiempo. Toussaint y Restrepo (1989) realizaron una revisión de dicho modelo, para redefinir varios de los terrenos y establecer el Terreno Chibcha (Figura 1).

El Terreno Chibcha consiste principalmente en basamento cristalino metamórfico, donde los principales eventos de metamorfismo están relacionados con la orogenia Greenvilliana (Estenico – Tónico) y la orogenia Famatiniana según Restrepo y Toussaint (2020). Debido a la relativa buena conservación de los fósiles en algunas de estas rocas metamórficas, se ha podido establecer que la edad de depósito fue en el Ordovícico, encontrándose muchas de estas unidades en contacto discordante con rocas devónicas suprayacentes que carecen de metamorfismo (Restrepo y Toussaint, 2020).

Este metamorfismo de grado bajo y medio se relaciona con la orogenia Famatiniana con base en análisis radiométricos para algunas de estas rocas en el Terreno Chibcha (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2016; De La Espriella y Cortés, 1989) en el Macizo de Santander.

En Colombia se han documentado rocas pertenecientes al Ordovícico desde Harrison (1929), donde describe rocas meta-sedimentarias con niveles fosilíferos que afloran en el trayecto de la vía férrea que conecta a Puerto Berrío con Medellín. Botero-Arango (1940) se encargó de revisar la estratigrafía y cartografiar dicha unidad a la que denominó Formación La Cristalina.

Posteriormente, Trumpy (1943) hace mención de las rocas cambro-ordovícicas que afloran en las inmediaciones del Cañón del Río Güejar, en la parte septentrional de la Serranía de La Macarena, a las cuales denominó Series de Güejar. A estas unidades Bridger (1982) propone asignarles el rango de Grupo, conformándose de base a tope por las formaciones Guapayita, Araracuara y Zanza.

Al Nororiente del departamento del Huila se encuentran aflorando en la carretera paralela al Río Venado intercalaciones de lodolitas grises y negras con capas de areniscas cuarzosas, que Villarroel *et al.* (1997) denominaron Formación Venado, y cuyo contenido fósil fue reconocido como perteneciente al Ordovícico Medio.

No fue sino hasta la publicación de Kroonenberg y Diederix (1982), que se reportan rocas metamórficas de bajo grado, de aparente edad cambro-ordovícica al sur del departamento del Huila, en la ladera oriental de la Cordillera Central (Figura 1), a las que posteriormente Mojica *et al.* (1988a) proponen como Formación El Hígado. Esta denominación vino acompañada con una estimación de la edad basada en el contenido paleontológico.

Mojica *et al.* (1988b) estimaron la edad de la Formación El Hígado con la presencia de los graptolites *Didymograptus murchisoni*, *Didymograptus aff. Artus* y *Cryptograptus cf. tricornis*; concluyendo que pertenece con certeza al Ordovícico medio. Originalmente en la publicación se utilizó la nomenclatura británica de Llanvirniano - Llandeiliano (equivalente aproximado al actual Darriwilliano según Bergström *et al.*, 2009).

Gutiérrez-Marco *et al.* (2007) documentaron el primer hallazgo de conodontos del Paleozoico temprano de Colombia en el nivel calcáreo que se encuentra en la base de la Formación El Hígado. Borrero *et al.* (2007) clasificaron y determinaron que dichos conodontos pertenecían a las biozonas de *Lenodus variabilis* y

Eoplacognathus suecicus, que correlacionaron con el piso Darrwilliano, además de afirmar a través de los índices de color de los conodontos y la preservación de los microfósiles que la formación no experimentó metamorfismo regional.

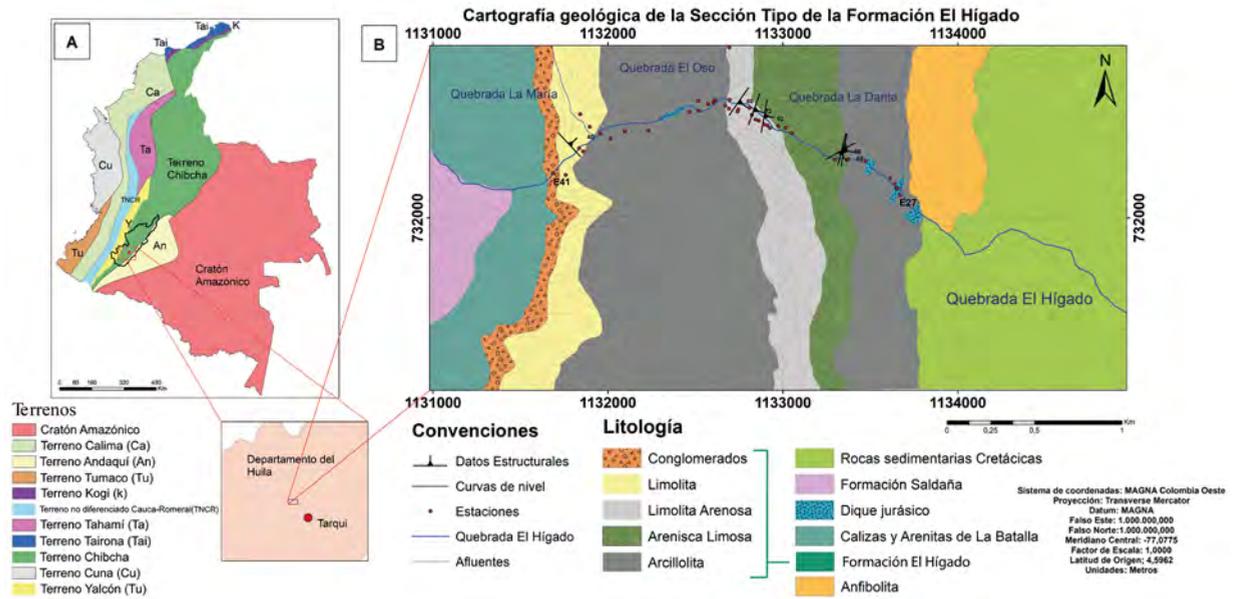


Figura 1. A. Distribución de terrenos tectónicos en Colombia según Restrepo y Toussaint (2020). B. Mapa geológico de los 8 km² que comprenden el trayecto de la Quebrada El Hígado donde aflora la sección trabajada.

La sección tipo, donde se describió originalmente la Formación El Hígado, se encuentra aflorando en la quebrada a la que debe su nombre, aproximadamente 9 km al NW del Municipio de Tarqui, al sur del Departamento del Huila, en la ladera oriental de la Serranía de Las Minas (Velandia *et al.*, 2001).

Los límites de la Formación El Hígado no se encuentran expuestos en la sección tipo, y la información pertinente a ellos se basa en observaciones de campo en escasos afloramientos distribuidos en la Serranía de Las Minas. En levantamientos realizados por Velandia *et al.* (2001) se reporta, en la Quebrada Eureka y en la Vereda Buenavista, un aparente contacto discordante donde las rocas metamórficas denominadas Migmatitas de Las Minas (a las cuales con datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar Restrepo-Pace *et al.* (1997) les asignan una edad de ~911±2 Ma, Neoproterozoico) estarían infrayaciendo a la Formación El Hígado. En la sección tipo el contacto inferior no es posible verlo debido a que se encuentra cubierto por depósitos cuaternarios.

El límite superior de la Formación El Hígado puede apreciarse en afloramientos cerca a la Vereda Las Minas, donde se encuentra en contacto fallado con la Formación Saldaña (Cediell *et al.*, 1980). En la sección tipo, a la Formación El Hígado la suprayace una unidad informal denominada Calizas y Arenitas de La Batalla. El contacto entre estas unidades tampoco es posible de ver actualmente en la sección tipo, debido a que se encuentra cubierto. Según Caicedo (2002) se trata de un contacto discordante, por la ausencia de criterios que señalen una falla. Las Calizas y Arenitas de La Batalla contienen fauna que, por su mala preservación, solo permite inferir que pertenece al Paleozoico superior (Caicedo, 2002).

La Formación El Hígado se encuentra intruida por diques de composición tonalítica-granodiorítica con texturas aplíticas, Caicedo (2002) también reporta de composición dacítica. No se han hecho dataciones a estas intrusiones en concreto, pero trabajos como los de Rodríguez *et al.* (2018) y Bayona *et al.* (2020)

establecen que el basamento proterozoico y las unidades sedimentarias paleozoicas y mesozoicas que conforman la parte occidental del Terreno Chibcha, fueron intruidas por plutones de edad jurásica, relacionados con magmatismo por subducción.

Metodología

Se elaboró un mapa geológico de los 8 kilómetros cuadrados que cubren el área donde aflora la Formación El Hígado, en su sección tipo, con la información registrada en el levantamiento de la columna estratigráfica y la interpretación geomorfológica. El mapa se digitalizó en ArcGIS 10.5® (Figura 1).

La medición de la columna se hizo empleando el método del bastón de Jacob y la representación gráfica se hizo con escala 1:1000. De manera simultánea se recolectaron muestras de los niveles mejor conservados y más representativos de la sucesión sedimentaria. Todas georreferenciadas y rotuladas. La diferencia de tiempo entre la columna realizada en este trabajo y la publicada por Caicedo (2002) fue de dieciocho años, lo que implicó que se presentaron cambios respecto a la exposición de las rocas, pues la cantidad de roca aflorando es menor. La nomenclatura de las muestras se basó en la estación donde se extrajeron (ej. El para muestra extraída en la Estación 1). Después de observar sus características macroscópicas se eligieron aquellas a las que se les elaboró sección delgada. Los criterios de selección se basaron en la presencia de estructuras primarias, bioturbación y contenido de material fósil.

Para el análisis petrográfico se elaboraron 34 secciones delgadas que se analizaron en un microscopio Olympus BX57, con el cual se tomaron también las microfotografías de las características más relevantes de las muestras. Con la finalidad de asegurar una mayor exactitud en los resultados del análisis petrográfico, se decidió hacer un conteo de 300 puntos por sección delgada. De base a tope se observaron y describieron las características de la roca (textura, fábrica, tipo de extinción de los cuarzos y granulometría), para así interpretar los procesos pertinentes a la diagénesis y posteriores alteraciones y mineralizaciones.

Para la clasificación textural y composicional de las rocas, se siguió a Folk (1980). De forma paralela a la petrografía, se recurrió a la Difracción de Rayos X (DRX) para complementar los análisis composicionales de la roca y caracterizar los minerales de arcilla. Las medidas se tomaron en un difractómetro Bruker Co.

D2 PHASER con lámpara de cobre, y se interpretaron con el software Diffract.EVA V4.2.1 de Bruker Co. Para la preparación de las muestras con los tratamientos de saturación con etilenglicol y calcinado a 515°C, se siguió la metodología estipulada por Thorez (1976) con ligeras modificaciones propuestas por Bonilla-Osorio *et al.* (2011).

El difractómetro utilizado fue calibrado con unos parámetros de ángulos y tiempo para la toma de medidas específicos. El ángulo 2θ inicial para ambas medidas (en polvo y orientadas) es de $2,5^\circ$, las diferencias están en el intervalo del ángulo y el tiempo que se aplica para cada una. En el caso de las muestras en polvo el ángulo 2θ final es $\sim 70^\circ$, durante 514,9 segundos. Para las muestras orientadas, las saturadas con etilenglicol y las calcinadas, el ángulo 2θ final es $\sim 40^\circ$, durante 300,5 segundos.

Para poder obtener una estimación de la temperatura que las rocas de la Formación El Hígado alcanzaron, se realizó un análisis del índice de cristalinidad (IK) de la illita con los difractogramas resultantes del análisis de DRX. Los análisis se realizaron a la fracción de arcilla $< 2 \mu\text{m}$, separada por medio de sedimentación controlada por vortex.

Dado que en un mismo pico pueden encontrarse varios minerales de arcilla, se realizó una deconvolución matemática para generar una curva que se aproximara a la forma verdadera de los picos del difractograma y poderlos diferenciar. Lo anterior fue necesario debido que para calcular el IK se necesitan las medidas del ancho en la mitad de la altura del pico (FWHM abreviado del inglés *Full Width at Half Maximum*). Para generar un mejor ajuste se empleó la función Pseudo – Voigt, que es el resultado de la suma de los parámetros Gaussianos y Lorentzianos (ambas funciones tipo campana) (Bonilla-Osorio *et al.*, 2011). Para las deconvoluciones el software utilizado fue Fityk 0.9.8.

Como la illita no es un mineral de arcilla que sufra expansión (Thorez, 1976), el valor de FWHM no debería cambiar relativamente mucho si se hallara tanto en el difractograma de la muestra orientada al natural, como en el difractograma de la misma muestra saturada de etilenglicol. Por lo tanto, para corroborar que estos valores de FWHM hallados son consecuentes se contrastaron ambos determinando el coeficiente de correlación (R). La recta de regresión utilizada para calcular el índice de cristalinidad estandarizado (CIS) fue $\text{CIS} = 1,166 \cdot \text{IK} + 0,1119 \Delta^2\theta$, con un valor $R = 0,9509$.

Resultados

La columna estratigráfica descrita y analizada tiene 633,2 metros de espesor, de los cuales 473,8 metros son de roca expuesta y de estos aproximadamente 100,6 metros corresponden a las rocas ígneas que intruyen la formación. Los cubiertos en la columna son 131,1 metros de depósitos cuaternarios (Figura 2).

La columna se dividió de base a tope en: segmento inferior, segmento medio y segmento superior. El límite inferior con las Migmatitas de Las Minas no se encuentra expuesto, aun así, se midieron 24,5 metros de la anfibolita de esta unidad litológica (Figura 2).

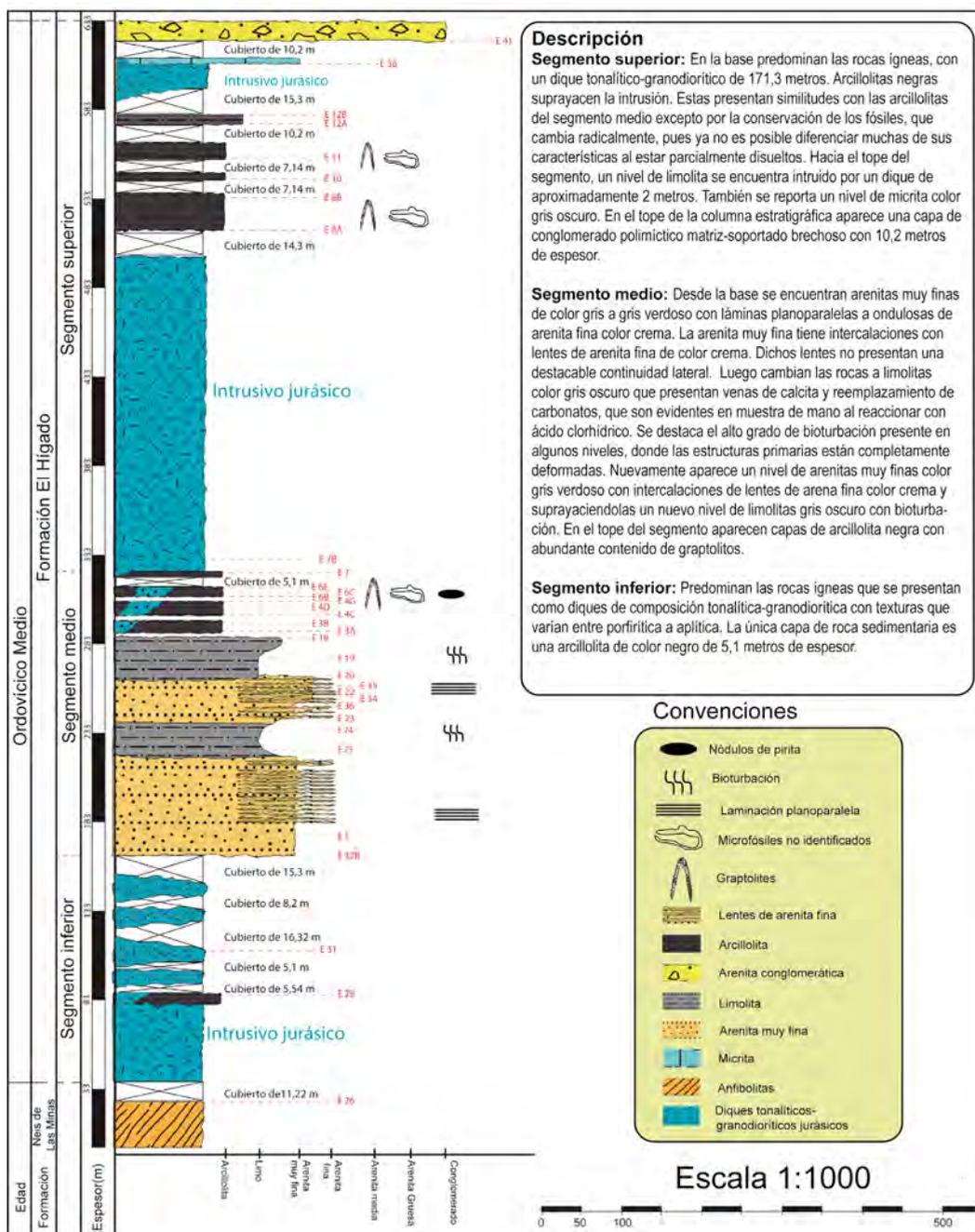


Figura 2. Columna estratigráfica de la Formación El Hígado en su sección tipo. Aquí se indica la posición estratigráfica de las muestras a las que se les realizaron los análisis petrográficos. Con base en la clasificación textural de Folk (1980) se determinaron las litologías presentes.

Segmento inferior: cuenta con un espesor de 134,6 metros, de los cuales 50,5 metros están cubiertos con depósitos Cuaternarios. Entre las rocas que se encuentran aflorando en este segmento, predominan las rocas ígneas que se presentan como diques de composición tonalítica-granodiorítica con texturas que varían entre porfirítica a aplítica, intruyendo paralelamente a la estratificación. La única capa de roca de origen sedimentario es una arcillolita de color negro de 5,1 metros de espesor que se encuentra en contacto intrusivo con un dique de tonalita que la intruye en el sentido de la estratificación. La roca se encuentra con un diaclasamiento considerable, se destaca la ausencia de microfósiles y la presencia de pirita en forma de venas y de cristales dispersos.

Segmento medio: comprendido entre los metros 134,6 – 286,5 y con un espesor de 152 metros, es el nivel con las exposiciones mejor representadas de la sección tipo. Desde la base del segmento hasta los 187,6 metros, se encuentran arenitas muy finas de color gris a gris verdoso con láminas plano-paralelas a onduladas de arenita fina color crema. Las arenitas muy finas están intercaladas con lentes de arenitas finas de color crema con espesores que no superan los 3 cm. Dichos lentes no presentan una destacable continuidad lateral. En la parte media de este segmento aparecen limolitas color gris oscuro con venas de calcita y reemplazamiento de carbonatos, que son evidentes en muestra de mano al reaccionar con ácido clorhídrico. Se destaca el alto grado de bioturbación presente en algunos niveles, donde las estructuras primarias están completamente distorsionadas. También hay pirita en venas que cortan la roca en sentido perpendicular a la estratificación.

Nuevamente aparece un nivel de arenitas muy finas color gris verdoso con intercalaciones de lentes de arenitas finas color crema de 24,5 metros de espesor y suprayaciéndolas un nuevo nivel de limolitas gris oscuro con bioturbación, venas de calcita y presencia de carbonatos con 23,5 metros de espesor.

En el tope del segmento aparecen capas de arcillolita negra con abundante contenido de graptolitos, estos no se encuentran con una orientación preferencial y están completamente piritizados. La pirita también está en cristales dispersos, en nódulos elipsoidales paralelos a la estratificación o en venillas oblicuas y perpendiculares a la estratificación que afectan la roca prácticamente en su totalidad. La exposición de las arcillolitas se ve afectada por depósitos cuaternarios que no superan los 10 metros, teniendo 12,2 metros de cubiertos y 22,4 metros de arcillolitas. El segmento

finaliza en un contacto intrusivo con un dique tonalítico-granodiorítico.

Segmento superior: se encuentra entre los 286,5 y 633,2 m, presenta en su base expuestas las rocas ígneas que intruyen la formación, teniendo una composición que varía entre tonalítica-granodiorítica. Arcillolitas negras suprayacen la intrusión. Estas presentan similitudes con las arcillolitas del segmento medio excepto por la conservación de los graptolitos, que cambia radicalmente, pues ya no es posible diferenciar muchas de sus características al estar parcialmente disueltos. Hacia el tope del segmento, un nivel de limolita se encuentra intruido por un dique de aproximadamente 2 metros. Estas limolitas presentan un fuerte reemplazamiento de los granos de cuarzo por carbonatos. También se reporta un nivel de micrita color gris oscuro con 4 metros de espesor. En el tope de la columna estratigráfica aparece una capa de conglomerado lodoso polimíctico brechoso, compuesto de 67% de matriz arcillosa y 33% de fragmentos líticos e intraclastos. Los fragmentos líticos más abundantes provienen de rocas volcánicas de composición andesítica, también los hay de origen metamórfico, correspondiendo a anfibolitas. Los intraclastos son de arcillolitas, muy similares a las que infrayacen esta capa, además de pocos fragmentos de arenitas y rocas calcáreas. La proporción de los tamaños de grano encontrados en la sección delgada de la matriz del conglomerado lodoso polimíctico brechoso fueron 20,6% de tamaño grava, 26,5% de tamaño arena y 52,9% de tamaño limo, por ello según Folk (1980) la matriz es una lodolita conglomerática.

Clasificación textural y composicional de las rocas

De las 34 secciones delgadas analizadas, 31 corresponden a rocas sedimentarias, 2 a rocas ígneas y 1 a roca metamórfica (Figura 2). Como se mencionó con anterioridad, se emplearon los sistemas de clasificación textural y composicional de Folk (1980) para las rocas sedimentarias (Figura 3).

Las muestras de rocas ígneas se clasificaron según Le Bas y Streckeisen (1991), como diques de composición tonalítica - granodiorítica. La única muestra tomada de la anfibolita que aflora en la sección tipo tiene una composición de 65,2% de hornblenda, 28,6% de plagioclasa, 3,6% de clorita y 2,7% de opacos.

En el segmento inferior el único intervalo sedimentario presente fue clasificado como arcillolita según Folk (1980). Del segmento medio se extrajeron la mayoría de las muestras, estas corresponden a intercalaciones de arenitas limosas y limolitas arenosas. Las rocas de la parte superior del segmento corresponden a arcillolitas, limolitas y conglomerados (Figura 3).

La arcillolita del segmento inferior, como se puede ver en la Tabla 1, corresponde a la muestra E28. Hay un predominio de los granos tamaño arcilla por sobre los de tamaño limo. Una característica de esta muestra

es la presencia de lo que parecen ser intraclastos de arcillolitas, que se encuentran apilados y compactados, dicha fábrica se interpreta, con base en el trabajo de Schieber *et al.* (2010), como lenticular (Figura 4F).

La fábrica lenticular se presenta en rocas lodosas, donde al haber una consolidación de los sedimentos finos, estos en un episodio de aumento de energía en el medio, pueden sufrir un transporte insignificante y depositarse a pocos metros de donde fueron removidos. Láminas plano-paralelas también se encuentran en la muestra en la parte media.

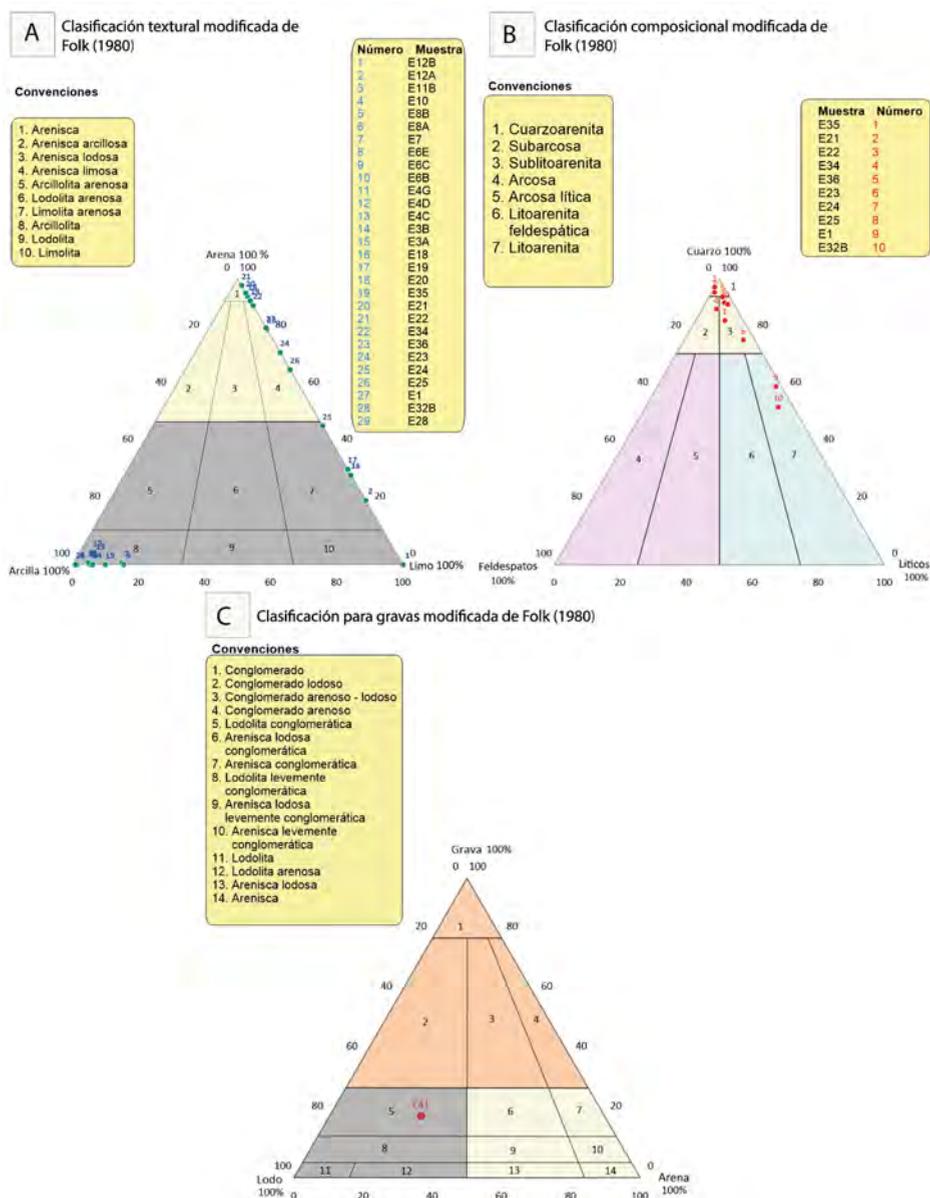


Figura 3. A. Diagrama ternario de clasificación textural y composicional modificados de Folk (1980). B. Diagrama ternario de clasificación composicional modificado de Folk (1980). C. Diagrama ternario de clasificación textural para gravas modificados de Folk (1980).

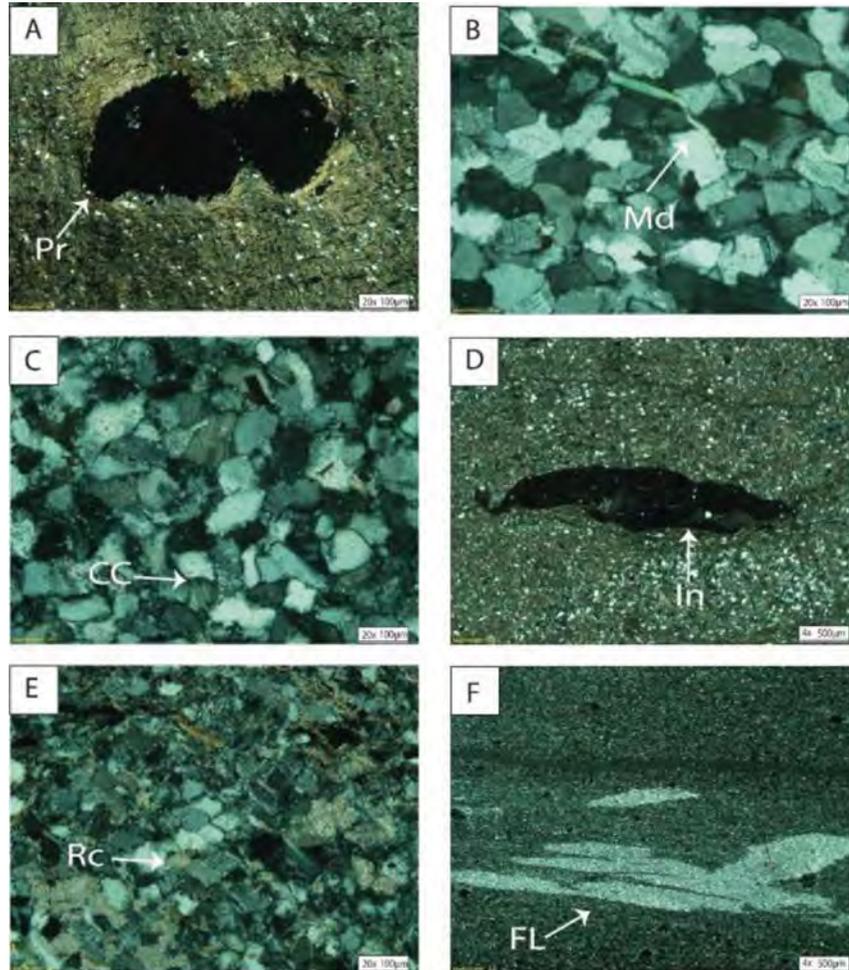


Figura 4. Microfotografías de las características texturales presentes en las rocas. **A.** Deformación diferencial de un nódulo de pirita (Pr) de la muestra E6B. **B.** Moscovita detrítica deformada mecánicamente por la compactación (Md) en la muestra E22. **C.** Contacto cóncavo-convexo entre los granos (CC). **D.** Intraclasto de arcillolita (In) paralelo a la estratificación (E4C). **E.** Grano completamente reemplazado por carbonatos (Rc) de la muestra E21. **F.** Fábrica lenticular (FL) compactada presente en la muestra E8A.

En la base del segmento medio se encuentran las rocas que tienen un predominio de la granulometría tamaño arena pasando a ser luego de tamaño limo. La selección de las rocas es en su mayoría moderada, con algunas excepciones que se ilustran mejor en la Tabla 1. El tope de este segmento está constituido por arcillolitas negras donde la granulometría tamaño arcilla es la preponderante, claro que se presentan algunas con un porcentaje de granos tamaño limo que no supera el 15% en general. La fábrica de las rocas de este segmento también es variada dependiendo cada litología. Para las arenitas limosas es grano soportada, se presenta laminación plano-paralela donde se intercalan láminas tamaño arena con otras de tamaño limo.

El segmento superior, además de las arcillolitas negras, tiene una capa de roca calcárea que se clasificó

como micrita. En el tope de la formación se encuentra un nivel de un conglomerado polimíctico matriz-soportado brechoso que con base en la clasificación textural para gravas de Folk (1980) se clasificó su matriz como lodolita conglomerática, muestra E41 (Figura 3).

Los contactos entre granos más abundantes que se evidencian en las muestras de arenita son cóncavo-convexos y suturados en menor medida (Figura 4C). Los sobrecrecimientos de cuarzo sintaxiales también son habituales. Las limolitas arenosas están afectadas por un fuerte reemplazamiento de carbonatos donde el reemplazamiento ha corroído los bordes de los granos de cuarzo. El grado de bioturbación se interpreta como grado 3 según Taylor *et al.* (2003), pues a pesar de que hay trazas fósiles, aun se aprecian los límites de capa

netos. Las limolitas presentan intraclastos de rocas sedimentarias de granulometría más fina con tamaños cercanos a los 3,5 mm (Figura 4D) y fragmentos de fósiles indeterminados. Las arcillolitas de la parte

más alta del segmento superior contienen graptolitos. Estructuras muy similares a la fábrica lenticular también se presentan en las muestras E3A, E3B y E6B.

Tabla 1. Clasificaciones texturales según Folk (1980) para las muestras analizadas con base en los diagramas ternarios de la Figuras 3A y 3B.

Número	Muestra	Segmentos	Tamaños de granos (%)			Selección	Clasificación textural de Folk (1980)	Coordenadas de ubicación	
			Arena	Arcilla	Limo			N	W
1	E12B	Segmento superior	0,0	0,0	100,0	Buena	Limolita	2°10'32,15"N	75°53'32,36"O
2	E12A		22,5	0,0	77,6	Moderada	Limolita arenosa	2°10'31,98"N	75°53'32,10"O
3	E11B		0,0	98,3	1,8	-	Arcillolita	2°10'35,34"N	75°53'28,86"O
4	E10		0,0	98,6	1,4	-	Arcillolita	2°10'36,54"N	75°53'30,84"O
5	E8B		0,0	94,5	5,5	-	Arcillolita	2°10'37,11"N	75°53'21,95"O
6	E8A		0,0	98,5	1,5	-	Arcillolita	2°10'35,82"N	75°53'19,98"O
7	E7		0,5	84,8	14,7	-	Arcillolita	2°10'39,30"N	75°53'12,42"O
8	E6E	Segmento medio	0,0	94,7	5,3	-	Arcillolita	2°10'41,42"N	75°53'11,25"O
9	E6C		0,0	84,5	15,5	-	Arcillolita	2°10'41,44"N	75°53'11,55"O
10	E6B		1,0	95,0	4,0	-	Arcillolita	2°10'41,40"N	75°53'10,80"O
11	E4G		0,6	94,8	4,6	-	Arcillolita	2°10'40,43"N	75°53'9,29"O
12	E4D		4,1	91,8	4,1	-	Arcillolita	2°10'40,66"N	75°53'9,08"O
13	E4C		3,1	91,4	5,6	-	Arcillolita	2°10'40,80"N	75°53'8,94"O
14	E3B		0,0	94,0	6,0	-	Arcillolita	2°10'40,82"N	75°53'8,11"O
15	E3A		0,0	90,1	10,0	-	Arcillolita	2°10'41,10"N	75°53'7,92"O
16	E18		31,3	0,0	68,7	Moderada	Limolita arenosa	2°10'39,90"N	75°53'5,10"O
17	E19		33,3	0,0	66,7	Moderada	Limolita arenosa	2°10'39,78"N	75°53'3,36"O
18	E35		93,9	0,0	6,1	Moderada	Arenita muy fina	2°10'37,90"N	75°53'0,20"O
19	E21		92,2	0,0	7,8	Buena	Arenita limosa	2°10'37,68"N	75°52'59,58"O
20	E22		95,0	0,0	5,0	Buena	Arenita muy fina	2°10'36,96"N	75°52'58,56"O
21	E34		97,6	0,0	2,4	Moderada	Arenita muy fina	2°10'36,80"N	75°52'58,00"O
22	E36	90,7	0,0	9,3	Moderada	Arenita limosa	2°10'36,30"N	75°52'57,50"O	
23	E23	82,3	0,0	17,7	Buena	Arenita limosa	2°10'36,66"N	75°52'55,98"O	
24	E24	74,2	0,0	25,8	Moderada	Arenita limosa	2°10'36,36"N	75°52'54,60"O	
25	E25	48,5	0,0	51,5	Moderada	Limolita arenosa	2°10'35,40"N	75°52'53,46"O	
26	E1	68,2	0,0	31,8	Moderada	Arenita limosa	2°10'30,36"N	75°52'43,26"O	
27	E32B	82,8	0,0	17,2	Moderada	Arenita arcillosa	2°10'30,50"N	75°52'43,10"O	
28	E28	Segmento inferior	0,0	99,2	0,9	-	Arcillolita	2°10'25,00"N	75°52'34,10"O

Una característica relevante en las arcillolitas registradas en este segmento es la foliación (S_1) que muchos niveles presentan. Aunque no se compromete la fábrica sedimentaria, es evidente cierto grado de metamorfismo. Los microfósiles, la laminación paralela y los lentes de la fábrica lenticular reflejan

la orientación sedimentaria S_0 . Los filosilicatos que componen la matriz presentan una orientación preferencial oblicua a la laminación, evidenciándose claramente con los cristales de micas que conforman la orientación S_1 (Figura 5).

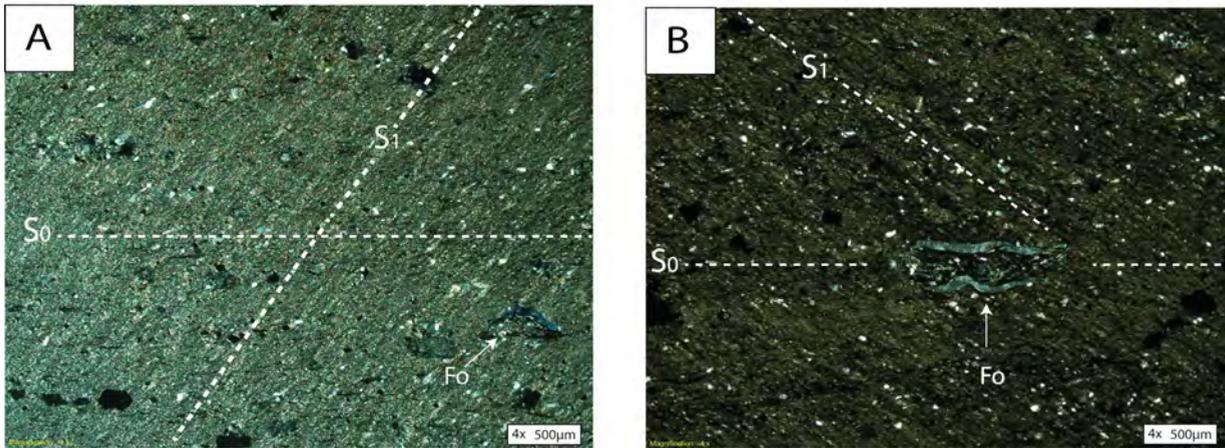


Figura 5. En las fotografías A. y B. se encuentran microfósiles paralelos a la laminación (Fo) de las arcillolitas E4D y E8A respectivamente. En ambas muestras se presenta una foliación sobreimpuesta (S_1) a la sedimentación (S_0).

El segmento superior tiene arcillolitas muy similares al segmento medio en sus texturas y composición. Solo difieren en la ausencia de fósiles bien conservados, pues estos presentan disolución. Nuevamente se encontró lo que parece ser una fábrica lenticular en las muestras E8A y E10. Las rocas E12A y E12B son matriz soportadas y no es posible identificar la fábrica original debido al fuerte reemplazamiento por carbonatos, aunque localmente se pueden reconocer algunos granos de cuarzo con sus bordes corroídos.

Hacia el tope se puede encontrar una capa de roca calcárea que se clasifica según Folk (1980) como una micrita. La formación finaliza con un nivel de roca conglomerática polimíctica matriz soportada brechosa, cuya matriz se clasifica como una lodolita conglomerática. Los componentes minerales de las rocas, analizadas en sección delgada, están resumidos en la Tabla 2. En las arcillolitas el componente con mayor proporción es la matriz arcillosa y en menor medida el contenido de cuarzo. Los minerales accesorios están constituidos por carbonato de calcio y pirita en venillas, aunque la pirita también está dispersa, encontrándose los cristales con morfología framboidal. A pesar de no ser tan abundante, pues no supera el 32%, hay presencia de materia orgánica paralela a la laminación dispersa en la muestra. Los

minerales principales para las arenitas son el cuarzo, como el componente más abundante, seguido de los feldespatos y fragmentos líticos. Los líticos son el segundo componente más abundante en las arenitas, siendo fragmentos de rocas plutónicas, con formas subangulosas principalmente. En ellos se ven en asociación primaria cuarzo, plagioclasa y microclina. La plagioclasa está en mayor proporción que los feldespatos alcalinos, siendo estos principalmente fragmentos de microclina.

Entre los minerales accesorios presentes en las arenitas, se destaca la clorita, por sobre la pirita, el carbonato de calcio y la moscovita (la fase detrítica de la moscovita presenta medidas de 300 μm en promedio). La clorita se encuentra relleno principalmente o reemplazado parcial o totalmente micas. Parte de la matriz arcillosa ha sido afectada por procesos de illitización (Ulmer-Scholle *et al.*, 2015). Los circones también están presentes en las arenitas en proporciones no muy relevantes, con tamaños de grano entre limo y arenita muy fina. La pirita está principalmente dispersa en la muestra o en venas que cortan de forma perpendicular la roca. El carbonato de calcio se encuentra reemplazando granos y en venas, donde está en asociación con la pirita.

Tabla 2. Porcentaje de los componentes identificados en cada sección delgada estudiada mediante la cuantificación petrográfica. Abreviaturas: **Qz:** Cuarzo, **Pg:** Plagioclasa, **FA:** Microclina, **Lp:** Líticos plutónicos, **Lv:** Líticos volcánicos, **Lm:** Líticos metamórficos, **Ls:** Líticos sedimentarios, **Zr:** Circón, **Ms:** Moscovita, **Bt:** Biotita, **Cl:** Clorita, **Cb:** Carbonatos, **Pr:** Pirita, **It:** Illita, **M.O:** Materia orgánica, **Tr:** Trazas.

Muestra	Armazón (%)														Material intersticial (%)		Fósiles (%)	Total (%)	Clasificación composicional de Folk (1980)
	Qz	Feldespatos			Líticos				Minerales accesorios						M.O.	Matriz			
		Pg	FA	Lp	Lv	Lm	Ls	Zr	Ms	Bt	Cl	Cb	Pr	It					
E41	3,7	.	.	1,0	25,3	7,0	2,0	7,7	.	.	.	53,3	.	100	No aplica (Lodolita conglomerática)
E38	98,7	1,3	100	No aplica (Micrita)
E12B	99,7	0,3	100	No aplica (Limolita)
E12A	98,9	1,1	100	No aplica (Limolita arenosa)
E11B	1,3	7,7	.	16,0	75,0	.	100	No aplica (Arcillolita)
E10	1,0	0,3	.	27,5	71,2	.	100	No aplica (Arcillolita)
E8B	4,0	2,7	.	.	.	3,0	.	20,7	69,7	.	100	No aplica (Arcillolita)
E8A	1,0	16,0	.	15,7	67,3	.	100	No aplica (Arcillolita)
E7	9,7	1,0	.	.	.	11,0	.	22,0	56,3	.	100	No aplica (Arcillolita)
E6E	3,7	0,7	0,3	.	.	12,0	.	18,3	65,0	Tr	100	No aplica (Arcillolita)
E6C	10,0	3,3	0,7	.	1,0	10,7	.	20,0	54,3	Tr	100	No aplica (Arcillolita)
E6B	4,0	0,3	.	.	.	14,0	.	18,9	62,5	0,3	100	No aplica (Arcillolita)
E4G	3,0	1,7	.	.	.	9,2	.	32,0	54,1	Tr	100	No aplica (Arcillolita)
E4D	5,3	2,3	0,3	.	.	7,6	.	23,7	59,7	1,0	100	No aplica (Arcillolita)
E4C	5,7	2,0	0,7	.	0,7	9,0	.	22,0	59,9	Tr	100	No aplica (Arcillolita)
E3B	4,3	3,7	.	.	.	6,0	.	13,3	72,7	Tr	100	No aplica (Arcillolita)
E3A	6,7	3,3	0,7	.	.	7,3	.	21,7	60,3	Tr	100	No aplica (Arcillolita)
E18	74,0	0,3	.	8,3	10,0	0,3	0,3	.	4,3	.	2,3	.	Tr	100	No aplica (Limolita arenosa)
E19	87,3	0,3	1,7	0,3	.	.	2,0	.	8,3	.	Tr	100	No aplica (Limolita arenosa)
E35	69,7	2,7	1,3	6,3	2,0	.	18,7	.	0,3	100	Sublitoarenita
E21	74,0	2,3	0,7	0,7	0,3	.	20,0	.	1,3	0,7	.	.	.	100	Cuarzoarenita
E22	78,5	1,3	1,0	0,3	0,3	.	17,8	.	0,7	100	Cuarzoarenita
E34	77,0	4,0	1,3	3,7	.	.	.	0,3	0,7	.	11,7	1,0	0,3	100	Subarcosa
E36	74,8	1,6	.	3,5	.	.	.	0,7	2,8	.	15,3	0,3	.	1,0	.	.	.	100	Cuarzoarenita
E23	58,7	1,3	0,3	3,7	.	.	.	0,7	2,3	.	17,7	4,7	0,3	10,3	.	.	.	100	Sublitoarenita
E24	65,6	2,3	.	6,1	1,5	.	16,5	.	1,4	6,7	.	.	.	100	Sublitoarenita
E25	62,0	2,4	0,8	14,2	.	.	.	0,8	2,2	.	6,4	0,3	2,1	8,7	.	.	.	100	No aplica (Limolita arenosa)
E1	38,0	2,9	1,0	22,0	.	.	.	1,3	1,3	.	18,6	.	1,8	13,0	.	.	.	100	Litoarenita
E32B	44,1	3,0	1,0	26,0	3,0	.	20,0	1,4	1,5	100	Litoarenita
E28	0,7	10,2	.	11,6	77,2	0,3	100	No aplica (Arcillolita)

Las limolitas arenosas resaltan por haber sufrido un fuerte reemplazamiento por carbonatos, siendo el componente que está en mayor proporción. Aun así, la fábrica sedimentaria se preserva, pudiéndose apreciar claramente la granulometría de la roca y la bioturbación que la afectó. Como se muestra en la Tabla 2, son las únicas rocas del segmento que contienen biotita, la cual es autigénica. También hay una presencia relevante de materia orgánica y de fragmentos fósiles, posiblemente calcáreos, pudiendo ser parte el origen de los carbonatos que tan intensamente las afectaron. Lo que se identificó como matriz arcillosa en estas limolitas tiene continuidad óptica y también está parcialmente reemplazada por carbonatos. Como se observa en la Tabla 2, las arcillolitas del segmento medio poseen un mayor porcentaje de materia orgánica en comparación con la arcillolita del segmento inferior. La biotita en la mayoría de las arcillolitas incrementa su presencia, pero no poseen un origen detrítico, claramente son autigénicas y están en algunos casos paralelas a la foliación, teniendo porcentajes inferiores al 1%.

El segmento superior tiene en su base arcillolitas con características prácticamente idénticas a las arcillolitas del segmento medio, excepto por las muestras E10 y E11, que tienen una marcada ausencia de carbonato de calcio y solo se pueden reconocer cuarzo y matriz arcillosa, tal como se evidencia en la Tabla 2. La roca de la cual se extrajeron las muestras E12A y E12B presenta un intenso reemplazamiento de carbonatos, donde solo se pueden identificar granos de cuarzo corroídos por los carbonatos y en la muestra E12A pirita dispersa. La capa clasificada como micrita está compuesta por 98,7% de micrita y apenas un 1,3% de pirita. El conglomerado tiene como principal componente la matriz arcillosa, y embebidos los variados fragmentos líticos, donde los de origen volcánico predominan. Los fragmentos de origen volcánico provienen de andesita. También hay presencia de fragmentos líticos de origen metamórfico, que corresponden a fragmentos de anfíbolita. Cerca del 15% de los fragmentos líticos son de origen sedimentario, siendo en su mayoría de arcillolitas, muy similares a las que infrayacen esta capa, además de pocos fragmentos de arenitas y rocas calcáreas.

Análisis de difracción de rayos X

En total se realizó el análisis de DRX a 30 de las muestras recolectadas. Los minerales de arcilla identificados por medio de este método fueron la clorita, la caolinita, y la illita/moscovita; según los criterios propuestos en Thorez (1976) (Figura 6). Tanto

la illita como la moscovita coexisten en el mismo pico, por esa razón se les cuantificó como una sola para la tabla de proporción mineral, pero para la determinación del índice de cristalinidad de la illita se realizó una deconvolución para poder tomar las medidas de FWHM solo del pico de la illita. Los valores de clorita varían entre las arcillolitas de la columna, teniendo un aumento relativamente grande las que se encuentran en los segmentos medio y superior (Figura 7).

Para las arenitas el cuarzo es el mineral más abundante seguido de la plagioclasa, siendo congruente con los resultados de la petrografía. La microclina es el mineral de menor proporción entre los tres componentes principales del armazón. Entre los minerales accesorios de las arenitas el porcentaje de moscovita/illita es considerable. Con el DRX se identificó que el carbonato de calcio es calcita, presentándose en las arenitas y limolitas como venas y reemplazando granos. La caolinita como mineral de arcilla también se encuentra presente en porcentajes similares.

Las limolitas tienen una menor proporción de cuarzo y plagioclasa además de ausencia de feldespatos alcalinos respecto a las arenitas, en cambio el porcentaje de moscovita/illita aumenta considerablemente. La muestra E38 es una roca calcárea y está compuesta por 11,6 % de calcita y 88,4% de dolomita.

Índice de cristalinidad de la illita

Como se puede apreciar en la Figura 8A el valor del coeficiente de correlación es del 92% por lo tanto los datos se consideraron fiables, denotando también que había ausencia de minerales arcillosos expansivos. Teniendo en cuenta lo anterior, se determinaron los índices de cristalinidad con los que se estimó la temperatura a la que se sometieron las rocas. Los valores de índice de Kübler (IK) que limitan la anquizona son 0,32 y 0,52 $\Delta^{\circ}2\theta$. El intervalo de temperatura que corresponde a la anquizona se encuentra entre los ~ 200 a $\sim 300^{\circ}\text{C}$, y la división entre la anquizona baja y anquizona alta se estableció en 0,42 $\Delta^{\circ}2\theta$ (Warr y Ferrero-Mählmann, 2015). La epizona corresponde a temperaturas superiores a los 300°C (Figura 8B).

Se aprecian claras diferencias de los valores de IK entre las litologías; las arenitas llegaron a superar los 300°C entrando en la epizona, a diferencia de la mayoría de las arcillolitas, que están en la anquizona. Las limolitas estuvieron también restringidas a la epizona (Figura 8B), sin contrastes relevantes entre ellas.

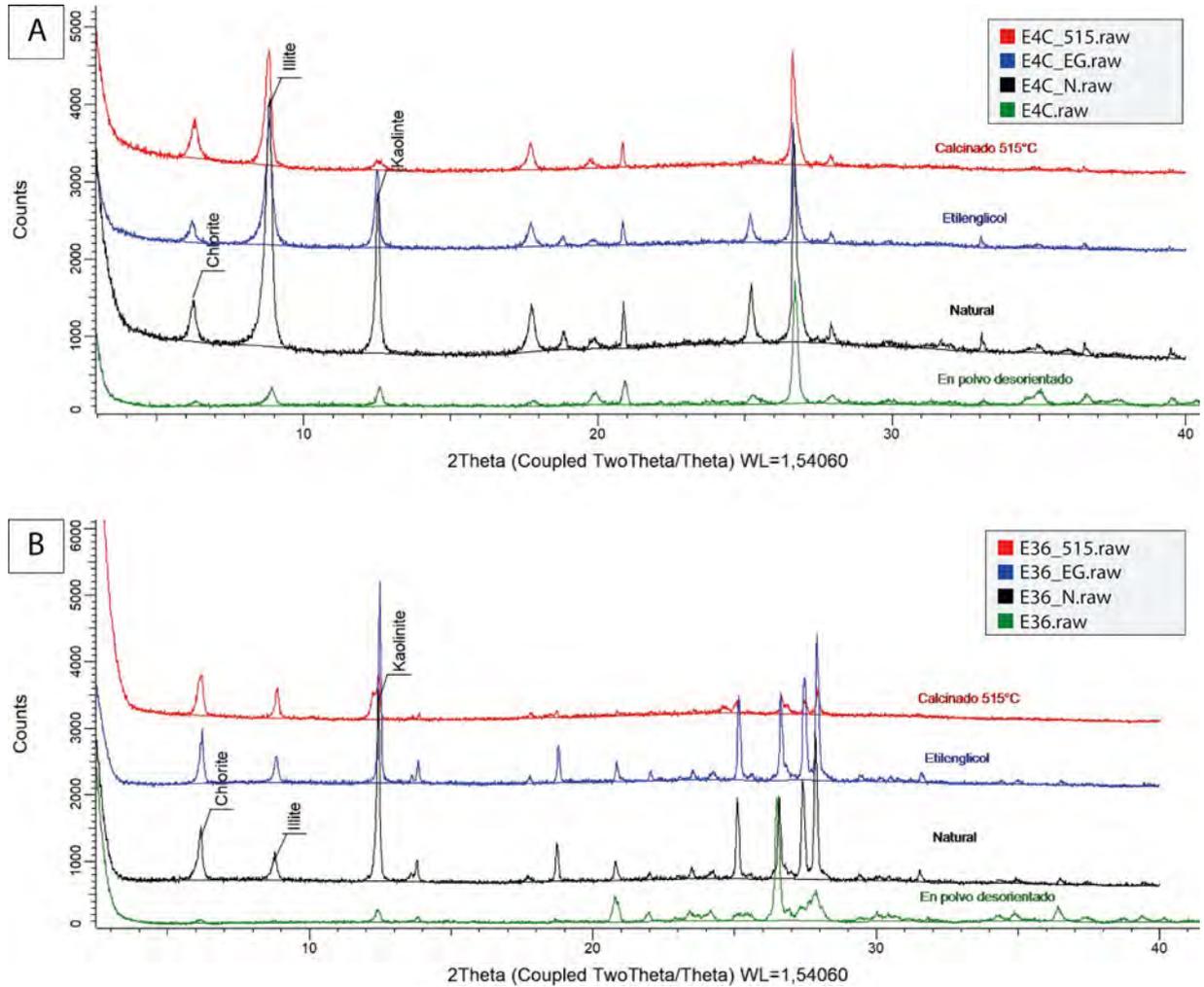


Figura 6. Los minerales de arcilla identificados en las muestras E4C y E36 de la Formación El Hígado fueron caolinita (7,16 Å y 3,58 Å), clorita (14 Å, 7 Å, 4,7 Å y 3,5 Å) illita (10 Å, 4,49 Å, 3,66 Å y 2,57 Å) A. Difractogramas de los tratamientos de la arcillolita E4C. B. Difractogramas de los tratamientos de la arenita E36.

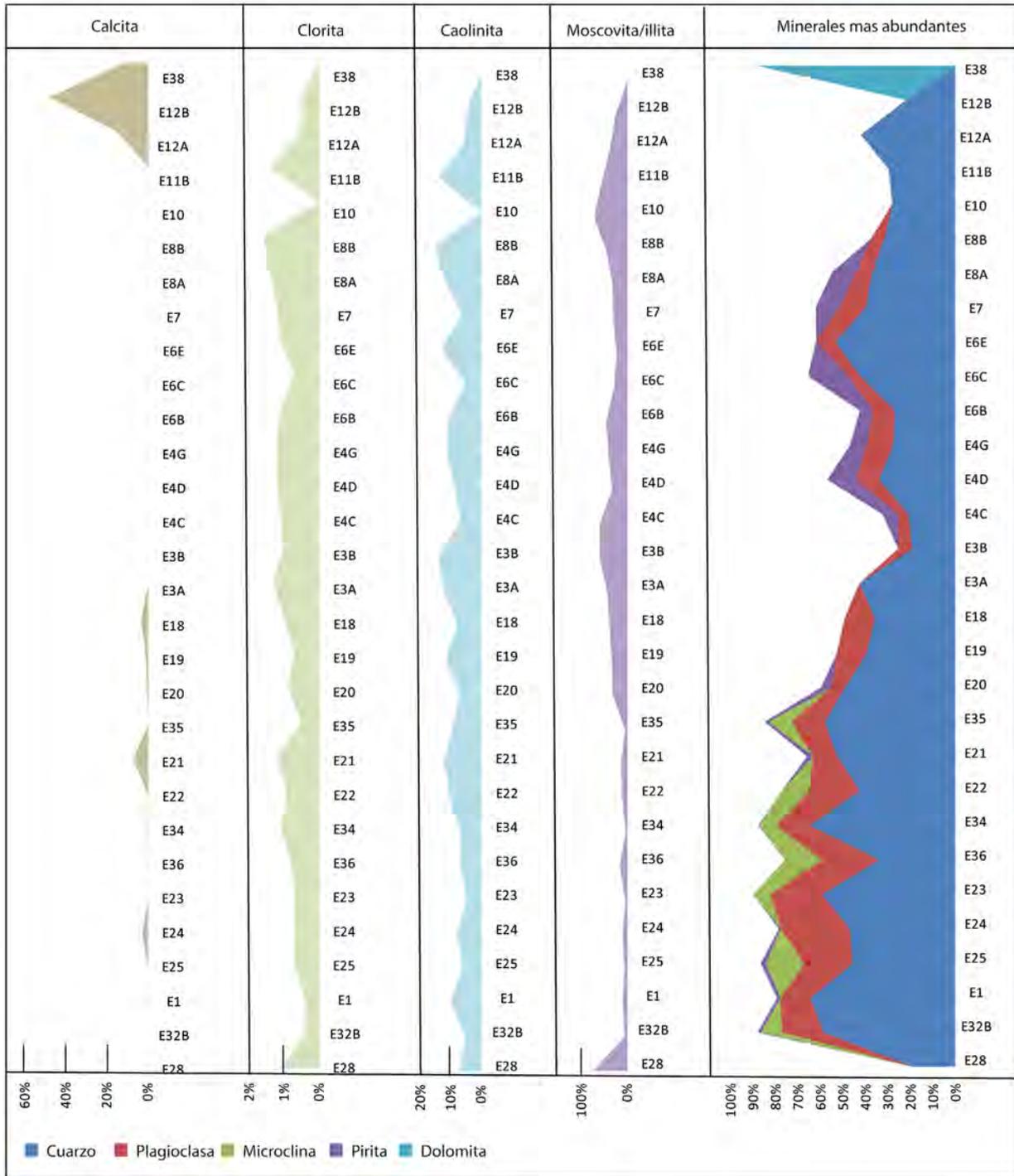


Figura 7. Proporción de los minerales presentes en las muestras (determinados con difracción de rayos X), con los valores normalizados de la altura de los picos para los minerales de arcilla y la calcita.

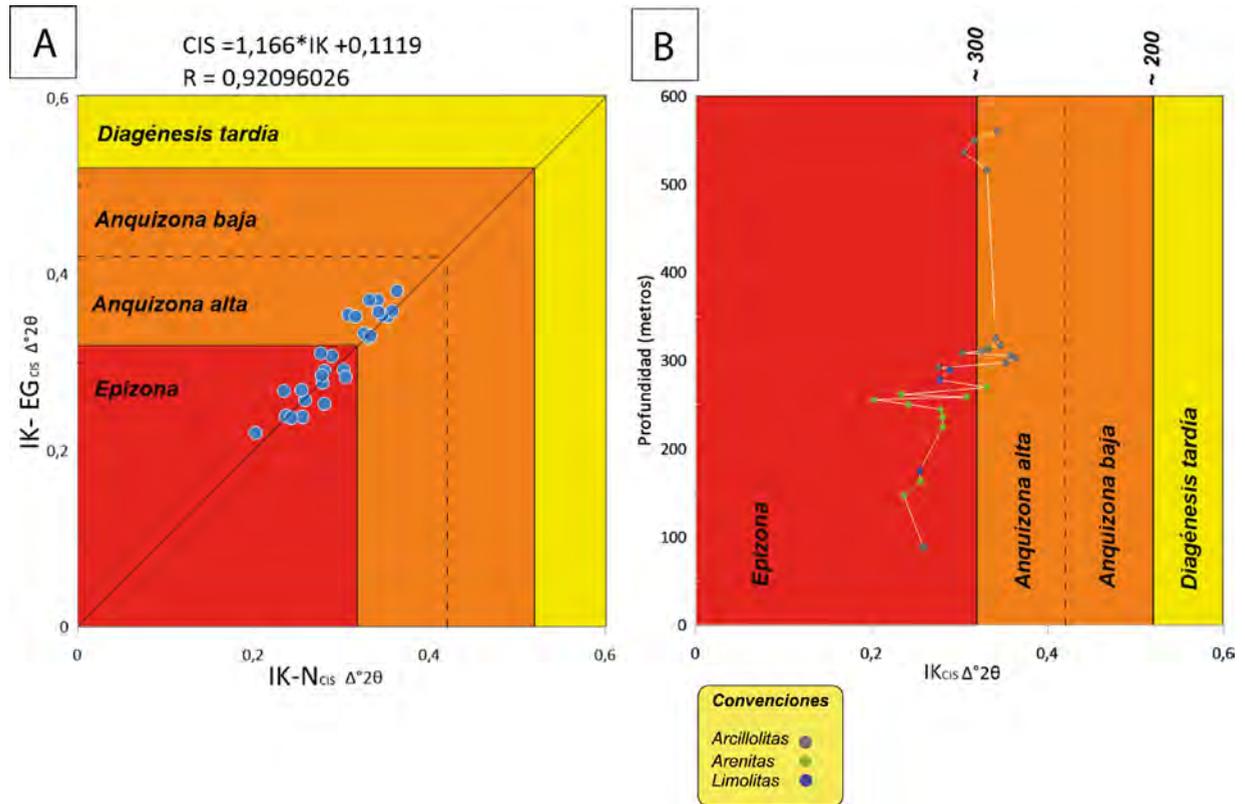


Figura 8. A. Gráfica de dispersión donde los valores de IK hallados en las muestras orientadas se contrastan con los valores IK de las muestras glicoladas (calculados con la fórmula estandarizada CIS). **B.** Valores de IK las rocas respecto a su posición en la columna estratigráfica.

Discusión

Ambiente de depósito

Con base en las características de las litologías de la Formación El Hígado, de forma muy generalizada se puede relacionar estas con ciertos ambientes de depósito. Las arcillolitas negras con graptolitos, pirita y materia orgánica indican un ambiente anóxico, correspondiendo con depósitos del *offshore* distal. El segmento medio claramente evidencia cambios sustanciales en el nivel del mar, al presentarse en continuidad estratigráfica la intercalación de las facies de arenitas verdes muy finas con laminación plano paralela y limolitas arenosas grises bioturbadas correspondiendo con un ambiente de depósito de *offshore-transition*.

Respecto al nivel de sedimentitas con granulometría tamaño grava que se clasificaron texturalmente como conglomerados polimícticos matriz soportados brechosos, con base en sus características texturales, podrían tratarse de diamictitas. Schönian (2003) reporta

para el Ordovícico medio de Bolivia y Argentina, la ocurrencia de depósitos de origen glacioterrestre. Por lo tanto, no se descarta esta posibilidad para las rocas conglomeráticas que conforman el tope de la Formación El Hígado. Con base en lo anterior, la secuencia descriptiva indicaría una somerización progresiva de los depósitos marinos y finalmente, un cambio de ambiente pasando de marino a continental.

Petrografía

Los granos que componen las rocas pertenecientes a los tres segmentos tienen como característica común formas entre subangulares a angulares. Evidenciando que los sedimentos sufrieron poco transporte, además de que algunas de las moscovitas están deformadas mecánicamente (Figura 4B), indicando su origen detrítico, pues la compactación sucede desde la eogénesis, posterior a la depositación (Worden y Burley, 2003).

Las arcillolitas sufrieron una compactación considerable, al tener la fábrica lenticular deformada al igual que nódulos de pirita con deformación diferencial (Figura 4A), esto significa que la compactación fue posterior a la precipitación de estos. La compactación diferencial de las arcillolitas alrededor de algunos nódulos se debe a una formación diagenética temprana cuando el contenido de agua del sedimento fue aproximadamente del 80% en volumen (Ulmer-Scholle *et al.*, 2015). Los cristales de moscovita autigénicos también se encuentran deformados, salvo que estos son paralelos a la foliación oblicua presente en las rocas.

En las arenitas, la compactación se evidencia en los contactos cóncavo-convexos a suturados entre los granos y deformación mecánica en las micas. Los fragmentos líticos observados indican claramente que aporte proviene de rocas plutónicas (al encontrarse fragmentos donde el cuarzo, la plagioclasa y microclina están como asociación mineral primaria). Por lo tanto, el metamorfismo de bajo grado debió cambiar las extinciones originales de los cuarzos.

Las limolitas arenosas del segmento medio durante la eogénesis sufrieron bioturbación (moderada) grado 3, lo que permite aun determinar estructuras sedimentarias primarias.

Durante la diagénesis de enterramiento se formó clorita, se desarrolló la illitización de la matriz arcillosa, así como la generación de los minerales de arcilla producto de los cambios geoquímicos sufridos por los sedimentos y el agua en los espacios porales. Las fracturas que evidencian las muestras se encuentran rellenas de carbonatos, sílice y pirita, en ocasiones todos en asociación mineral primaria. La pirita también se encuentra dispersa en las arenitas rellenas cavidades que pudieron haber estado ocupadas por una matriz arcillosa. Sin lugar a duda la presencia de cuerpos intrusivos de composición tonalítica-granodiorítica, pudieron influir tanto en el suministro de iones como en el movimiento de fluidos por el hidrotermalismo resultante. El reemplazamiento por carbonatos (Figura 4E) es un proceso presente en las arenitas y limolitas. En las arenitas limosas los bordes de los granos de cuarzo y plagioclasa presentan corrosión, estando las cloritas y micas parcialmente reemplazadas por carbonatos. Las limolitas se vieron más afectadas por el reemplazamiento de carbonatos, siendo un factor importante la presencia de fósiles calcáreos que pudieron aportar parte del carbonato de calcio. En estas rocas, de igual manera, se evidencia la generación de venas de carbonato y pirita por

hidrotermalismo. La fábrica original de la roca se perdió en parte por la bioturbación, y es precisamente en los sectores donde hubo presencia de organismos donde más reemplazamiento por carbonatos se generó.

La clara illitización que está presente en las arenitas denota como la profundidad de enterramiento debió aumentar, pues la clorita se formó a temperaturas cercanas a los 150°C (Moore y Reynolds, 1989), mientras que los procesos de illitización aparecen a temperaturas mayores (Hower *et al.*, 1976). Los cristales detríticos de moscovita tienen una fuerte deformación, lo que indicaría que hubo compactación anterior tanto a la illitización como a los procesos hidrotermales relacionados con los diques ígneos que intruyen gran parte de la sección de la Formación El Hígado.

Respecto a las muestras de limolita E12A y E12B, que presentan el fuerte reemplazamiento de carbonatos, los resultados de DRX son muy diferentes con lo reflejado en la petrografía. En la petrografía con el uso de la cuña de cuarzo, se confirmó que los granos son reemplazados por calcita, la cual predomina en la matriz, pero la difracción revela que en realidad hay más cuarzo y moscovita/illita de la esperada. Incluso se identificó caolinita, aunque con porcentajes relativamente bajos. Además de encontrarse reemplazando los granos y minerales accesorios, el carbonato también se presentan en venas. La pirita está dispersa por la muestra como en las litologías infrayacentes, aunque en una proporción muy baja.

Caracterización con DRX

Los minerales caracterizados con DRX fueron la clorita, la caolinita y la moscovita/illita. La clorita suele encontrarse en aguas marinas con condiciones reductoras, aunque este mineral es también habitual en procesos diagenéticos y metamórficos, debido a que en el proceso de la illitización de las esmectitas el magnesio queda disponible para formar clorita (Hower *et al.*, 1976). Con base en lo anterior el origen de la clorita termodependiente estaría relacionado a las condiciones de anquizona alta y epizona que experimentaron las rocas. La illita es el mineral de arcilla neoformado más abundante, lo que es consecuente con las características metamórficas que se evidencian. A medida que aumenta la profundidad y la temperatura, la illitización de las esmectitas dependerá también de como interactúa con los fluidos de poros en el ambiente diagenético. Las concentraciones de K^+ y Al^{3+} en la fase de fluido y disolución del feldespato

alcalino detrítico y las micas, influyen en el incremento de la illita (Niu *et al.*, 2000). De manera simultánea a la illitización suceden los procesos de deshidratación de las esmectitas presentes, al igual que la liberación de iones de SiO₂.

Metamorfismo

El hecho de si hay o no metamorfismo en la Formación El Hígado fue discutido con detalle en Borrero *et al.* (2007). Los autores exponen a través de los índices de alteración del color de los conodontos (CAI) que las rocas de la formación alcanzaron como máximo la zona diagenética a la que García-López *et al.* (2006) denominaron diacaizona. Esta zona es equivalente al intervalo que está por debajo de los 200°C que se maneja en el índice de Kübler. Es importante mencionar que esta correlación entre valores de IK y CAI fue propuesta antes de las aclaraciones de Warr y Ferreiro-Mählmann (2015) respecto a donde se establecen los límites entre la anquizona y la epizona, por lo tanto, según los nuevos estándares establecidos la diacaizona que correspondía a la diagénesis tardía, en realidad corresponde con la anquizona. Como se aprecia en la Figura 8B la mayoría de las rocas estudiadas en la Formación El Hígado están próximas o superaron la isógrada de los 300°C. En esas condiciones térmicas las rocas experimentan un bajo grado de metamorfismo. La presencia esporádica de biotita, que se determinó con el análisis petrográfico, no superó el 1% en las arcillolitas donde se reportó, lo que descarta que las rocas alcanzaran temperaturas de la isógrada de la biotita, que ya indicaría un metamorfismo de mayor grado al observado.

Los valores de los índices de cristalinidad varían con la litología debido a que, durante la diagénesis, y otros procesos que implican cambios fisicoquímicos en las rocas, las arenitas y lodolitas se comportan de formas diferentes aun si pertenecen a la misma cuenca (Niu *et al.*, 2000). La conectividad entre los poros de la roca permite que haya movimiento de fluido, factor que, además de la composición de la roca, es determinante para que la illitización tome lugar. Es por esta razón que para las arenitas y arcillolitas los valores de índice de cristalinidad varían, ya que al haber mayor espacio para la precipitación de illita en los intersticios de los granos de arena, estas tendrán un mayor ordenamiento (Niu *et al.*, 2000). La formación de illita debió suceder antes de la influencia hidrotermal producto de las intrusiones de diques que afectaron las rocas, por lo tanto, en espacios porales con presencia de fluidos, se pudo acelerar la formación de la illita con un mejor

ordenamiento de sus moléculas, explicando los valores de IK hallados en las proximidades de los intrusivos. Lo anterior permitirá explicar porque las muestras de arenitas se ubican en la epizona aun cuando la mayoría de las arcillolitas se encuentran en la anquizona (Figura 8B).

Un aspecto importante que tratar es el papel de las intrusiones en posibles cambios en los valores de IK calculados. Como se aprecia en la columna estratigráfica, las rocas del segmento inferior, el tope del segmento medio y la base del segmento superior es donde se presentan las intrusiones ígneas en mayor cantidad. Las arcillolitas E28, E3A, E4G, E6B y E6C se encuentran intruidas por diques y sus valores de IK indican que estas rocas debieron alcanzar condiciones de epizona, a diferencia de las otras arcillolitas donde no hay presencia de diques (por lo menos aflorando), en las que sus valores de IK coinciden con la anquizona alta. Aun así, las características petrográficas de todas las arcillolitas y los resultados composicionales hallados con DRX no presentan mayores diferencias. Con base en lo anterior, la presencia de los cuerpos intrusivos ocasionó que se alteraran los valores de IK.

La clara foliación que presentan las arcillolitas evidencia que las rocas sufrieron la influencia de metamorfismo regional, pues la orientación de la foliación S₁ está sobreimpuesta a la orientación S₀, que es la originada por procesos sedimentarios.

Como se observó en la petrografía, los filosilicatos están alineados de forma paralela a la orientación S₁, a esta clase de clivaje se le denomina dominio de deformación P. En el dominio de deformación Q es cuando los filosilicatos tienen sus planos (001) orientados a altos ángulos. Estos dominios de deformación son característicos de la anquizona (Knipe, 1981). La foliación afectó únicamente a las rocas pelíticas, aun cuando los valores de índice de cristalinidad indican que todas las rocas pelíticas de la Formación El Hígado llegaron a la anquizona, que es donde los dominios de deformación P y Q se presentan. Por lo tanto, la formación de nuevos minerales no es exclusiva del enterramiento, pues la foliación S₁ evidencia que también hubo esfuerzos diferenciales que generaron la blastesis orientada de filosilicatos durante el evento de metamorfismo regional.

La unidad estratigráfica ordovícica ubicada más al norte de Colombia (y del Terreno Chibcha) es la Formación La Cristalina. Almanza (2017) realizó en estas rocas un análisis petrográfico, y determinó que

se trata de rocas metamórficas que alcanzaron la facies esquisto verde. A pesar del metamorfismo, esta unidad aun conserva fósiles que indican que la edad en la que el protolito fue depositado fue durante el intervalo Floiano - Darriwilliano. Por lo tanto, la Formación El Hígado y la Formación La Cristalina presentan coetaneidad. El evento metamórfico en el cual las rocas de la Formación El Hígado, y la Formación La Cristalina sufrieron metamorfismo no ha sido determinado con exactitud. Restrepo-Pace y Cediel (2010) consideran que está relacionado con la Orogenia Famatiniana (los autores la denominan también evento Quetame o Caperonensis) el cual sucedió al noroeste de América del Sur durante el Ordovícico y Silúrico. Alemán y Ramos (2000) propusieron que debido a una colisión entre Gondwana y Laurentia, se generó un proceso orogénico en el Ordovícico superior en lo que actualmente es el noroeste de América del Sur.

Diferentes rocas del Terreno Chibcha evidencian que sufrieron metamorfismo durante el Ordovícico, y se

encuentran infrayaciendo en contacto discordante a rocas sedimentarias devónicas, como es el caso de las Arenitas de Gutiérrez que se encuentran sobre las rocas metamórficas del Grupo Quetame según De La Espriella y Cortés (1989), o la Formación Tibet que infrayace a las Filitas y Esquistos de Busbanzá (Ulloa *et al.*, 2003) lo que ayudaría a restringir el evento metamórfico para antes del Devónico.

Como las rocas claramente conservan en gran medida su fábrica original, fue posible emplear los sistemas de clasificación de Folk (1980). Sin embargo, teniendo en cuenta la foliación evidenciada en la petrografía y la interpretación de los valores de los índices de cristalinidad de la illita, se comprobó que la roca ya tiene un grado de metamorfismo incipiente y debería agregarse el prefijo “meta” a cada roca clasificada como arenita con Folk (1980). Para clasificar las rocas de granulometría fina con bajo grado de metamorfismo se empleó la clasificación propuesta por Potter *et al.* (1980) (Tabla 3).

Tabla 3. Denominación que se da a las muestras, con el prefijo “meta”, clasificadas con Folk (1980) y la nomenclatura de Potter *et al.* (1980) para denotar el metamorfismo incipiente para las rocas de granulometría fina.

Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación
E3A	Argilita	E12B	Cuarzoargilita
E18	Cuarzoargilita	E12A	Cuarzoargilita
E19	Cuarzoargilita	E11B	Argilita
E35	Meta-arenisca	E10	Argilita
E21	Meta-arenisca limosa	E8B	Argilita
E22	Meta-arenisca	E8A	Argilita
E34	Meta-arenisca	E7	Argilita
E36	Meta-arenisca limosa	E6E	Argilita
E23	Meta-arenisca limosa	E6C	Argilita
E24	Meta-arenisca limosa	E6B	Argilita
E25	Cuarzoargilita	E4G	Argilita
E1	Meta-arenisca limosa	E4D	Argilita
E32B	Meta-arenisca arcillosa	E4C	Argilita
E28	Meta-arcillolita	E3B	Argilita

Conclusiones

A pesar del metamorfismo de bajo grado, la petrografía evidencia que muchas de las características texturales de las rocas analizadas en la Formación El Hígado aún se preservan. Lo que permite la clasificación de las rocas con los parámetros de Folk (1980) y la identificación de condiciones del ambiente de depósito, los procesos diagenéticos como la compactación, los reemplazamientos por illita y carbonatos.

La presencia de líticos plutónicos, además de granos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino indican que este material terrígeno proviene de rocas plutónicas de composición félsica, con esto en cuenta, los sedimentos tienen como posible área fuente el escudo de Guyana (Mojica y Villarroel, 1990).

Como sugieren los modelos de terrenos tectónicos de Restrepo y Toussaint (2020), el metamorfismo en las

rocas de la Formación El Hígado debió suceder durante el Ordovícico, para posteriormente ser intruidas por los diques jurásicos.

Los valores del índice de cristalinidad hallados en las illitas de las diferentes litologías reflejan que las rocas de la Formación El Hígado debieron estar sometidas a temperaturas cercanas y superiores a 300°C, en el intervalo correspondiente a la anquizona alta y la epizona, donde las rocas ya experimentan un bajo grado de metamorfismo.

Las intrusiones jurásicas alteraron los valores de índice de cristalinidad de la illita en las rocas, esto se refleja en las arcillolitas donde la presencia de diques es mayor, y sus valores de IK indican epizona, aun cuando petrográficamente no difieren de aquellas arcillolitas cuyos valores de IK las posicionan en la anquizona alta.

Gracias a la petrografía se evidencia que la foliación, existente en las rocas pelíticas, indica que el metamorfismo regional si está involucrado en los procesos que afectaron a las rocas, aunque el metamorfismo de enterramiento fue más relevante.

Agradecimientos

Al profesor Gustavo Sarmiento y al Laboratorio de Caracterización Litogeoquímica de la Universidad Nacional de Colombia, donde fue posible realizar los análisis empleados en este trabajo. Especialmente a los geólogos Germán Bonilla, Gonzalo Valdivieso y Sebastián Hernández por su asesoría y excelentes consejos. A los colegas Héctor Palma y Rodrigo Triviño por su acompañamiento en la labor de campo. A los profesores Edgardo A. Baldo y Sebastián O. Veldecchia de la Universidad Nacional de Córdoba CONICET, por la lectura exhaustiva del manuscrito y por sus comentarios, que mejoraron la versión final del documento. También a la geóloga María Fernanda Almanza, de quien surgió la idea de estudiar la Formación El Hígado.

Referencias

- Alemán, A.; Ramos, V. (2000). Northern Andes. *31st International Geological Congress*, Río de Janeiro, Brasil.
- Almanza, M.F. (2017). Stratigraphy of the Ordovician La Cristalina Formation, Puerto Berrío

(Colombia). Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia, Colombia.

- Bayona, G.; Bustamante, C.; Nova, G.; Salazar-Franco, A.M. (2020). Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachón (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 161-202). Vol. 2, Chapter 5. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05>
- Bergström, S.M.; Chen, X.; Gutiérrez-Marco, J.C.; Dronov, A. (2009). The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, 42(1), 97-107. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2008.00136.x>
- Bonilla-Osorio, G.E.; Sarmiento-Pérez, G.A.; Gaviria-Melo, S. (2011). Proveniencia y transformación diagenética de minerales arcillosos del Maastrichtiano - Paleoceno al norte de Bogotá, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana*, 36(1), 179-195.
- Borrero, C.; Sarmiento, G.N.; Gómez-González, C.; Gutiérrez-Marco, J.C. (2007). Los conodontos de la Formación El Hígado y su contribución al conocimiento del metamorfismo y la paleogeografía del Ordovícico en la Cordillera Central colombiana. *Boletín de Geología*, 29(2), 39-46.
- Botero-Arango, G. (1940). Geología sobre el Ordovícico de Antioquia. *Minería*, 17(99), 8249-8256.
- Bridger, C.S. (1982). El Paleozoico inferior de Colombia: una reevaluación en base en nuevos datos de campo. Tesis. Universidad Nacional de Colombia, Colombia.
- Caicedo, J.C. (2002). Formación El Hígado Valle Superior del Magdalena Cordillera Central Serranía de las Minas Departamento del Huila, Catálogo de Las Unidades Litoestratigráficas de Colombia. INGEOMINAS.
- Cediel, F.; Mojica, J.; Macía, C. (1980). Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica - Formaciones Luisa, Payandé y

- Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy*, 9(2), 73-104. <https://doi.org/10.1127/nos/9/1980/73>
- De La Espriella, R.; Cortés, R. (1989). Contribución a la estratigrafía del Grupo Quetame. *Revista del Instituto de Ciencias Naturales y Ecología*, 2(1), 83-102.
- Etayo-Serna, F.; Barrero, D.; Lozano, H.; Espinosa, A.; González, H.; Orrego, A.; Ballesteros, I.; Forero, H.; Ramírez, C.; Zambrano-Ortiz, F.; Duque-Caro, H.; Vargas, R.; Núñez, A.; Álvarez, J.; Ropaín, C.; Cardozo, E.; Galvis, N.; Sarmiento, L.; Alberts, J.P.; Case, J.E.; Greenwood, W.R.; Singer, D.A.; Berger, B.R.; Cox, D.P.; Hodges, C.A. (1983). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas*, 14(1), 1-135. Bogotá.
- Folk, R.L. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company.
- García-López, S.; Blanco-Ferrera, S.; Sanz López, J. (2006). Aplicación de los conodontos al conocimiento de la evolución tectonotérmica de las zonas externas de los orógenos. *Revista Española de Micropaleontología*, 38(2-3), 289-297.
- Gutiérrez-Marco, J.C.; Sarmiento, G.N.; Gómez-González, C. (2007). First Ordovician conodonts from Colombia. *Acta Palaeontologica Sinica*, 46, 170-175.
- Harrison, J.V. (1929). The Magdalena Valley, Colombia; South America. *15th International Geological Congress*, Pretoria, South Africa.
- Hower, J.; Eslinger, E.V.; Hower, M.E.; Perry, E.A. (1976). Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: I. Mineralogical and chemical evidence. *GSA Bulletin*, 87(5), 725-737. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<725:MOBMOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<725:MOBMOA>2.0.CO;2)
- Knipe, R.J. (1981). The interaction of deformation and metamorphism in slates. *Tectonophysics*, 78(1-4), 249-272. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90016-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90016-0)
- Kroonenberg, S.; Diederix, H. (1982). Geology of South Central Huila, upper-most Magdalena Valley, Colombia. A preliminary note. *21th Annual Field Trip Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists*, Bogotá.
- Kübler, B. (1967). La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel*, Neuchâtel, Suisse.
- Le Bas, M.J.; Streckeisen, A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(1), 825-833. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>
- Mantilla-Figueroa, L.C.; García-Ramírez, C.A.; Valencia, V.A. (2016). Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U– Pb en zircones detríticos. *Boletín de Geología*, 38(1), 33-50. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016002>
- Mojica, J.; Villarroel, C. (1990). Sobre la distribución y facies del Paleozoico Inferior sedimentario en el extremo NW de Sudamerica. *Geología Colombiana*, 17, 219-226.
- Mojica, J.; Villarroel, C.; Macía, C. (1988a). Nuevos afloramientos fosilíferos del Ordovícico Medio (Fm. El Hígado) al oeste de Tarquí, Valle Superior del Magdalena (Huila, Colombia). *Geología Colombiana*, 16, 95-97.
- Mojica, J.; Villarroel, C.; Cuerda, A.; Alfaro, M. (1988b). La fauna de graptolitos de la Formación El Hígado (Llanvirniano-Llandeiliano), Serranía de las Minas, Valle Superior del Magdalena, Colombia. *V Congreso Geológico Chileno*, Santiago de Chile, Chile.
- Moore, D.M.; Reynolds, C. (1989). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press.
- Niu, B.; Yoshimura, T.; Hirai, A. (2000). Smectite diagenesis in Neogene Marine sandstone and mudstone of the Niigata basin, Japan. *Clay Minerals*, 48(1), 26-42.
- Potter, P.E.; Maynard, J.; Pryor, W.A. (1980). *Sedimentology of shale*. Springer-Verlag New York Inc.

- Restrepo-Pace, P.A.; Ruiz, J.; Gehrels, G.; Costa, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 427-441. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5)
- Restrepo-Pace, P.A.; Cediel, F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 764-771. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.06.002>
- Restrepo, J.J.; Toussaint J.F. (2020). Tectonostratigraphic Terranes in Colombia: An Update First Part: Continental Terranes. In: J. Gómez, D. Mateus-Zabala (ed.). *Geology of Colombia* (pp. 45-95) Vol. 1, Chapter 3. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>
- Rodríguez, G.; Arango, M.I.; Zapata, G.; Bermúdez, J.G. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 81(1), 10-30. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012>
- Schieber, J.; Southard, J.B.; Schimmelmann, A. (2010). Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds—interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 80(1), 119-128. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.005>
- Schönian, F. (2003). Ambiente sedimentario de las diamictitas de la Formación Cancañiri en el área de Sella, Sur de Bolivia. *Revista Técnica de YPF*, 21(1), 131-146.
- Taylor, A.; Goldring, R.; Gowland, S. (2003). Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Science Reviews*, 60(3-4), 227-259. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00105-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00105-8)
- Thorez, J. (1976). *Practical identification of clay minerals*. Institute of Mineralogy - Liege State University.
- Toussaint, J.F.; Restrepo, J.J. (1989). Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica. *V Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.
- Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *GSA Bulletin*, 54(9), 121-1304. <https://doi.org/10.1130/GSAB-54-1281>
- Ulloa, E.; Rodríguez, E.; Rodríguez, G.I. (2003). Memoria explicativa de la Plancha 172 Paz del Río, Escala 1:100000. INGEOMINAS. Bogotá D.C.
- Ulmer-Scholle, D.S.; Scholle, P.A.; Schieber, J.; Raine, R.J. (2015). *A color guide to the petrography of sandstones, siltstones, shales and associated rocks*. vol. 109, AAPG. <http://doi.org/10.1306/M1091304>
- Velandia, F.; Ferreira, P.; Rodríguez, G.; Núñez, A. (2001). Levantamiento geológico de la Plancha 366 – Garzón Huila, Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Ibagué.
- Villaruel, C.; Macía, C.; Brieva, J. (1997). Formación Venado, Nueva Unidad Litoestratigráfica del Ordovícico Colombiano. *Geología Colombiana*, 22, 41-49.
- Warr, L.N.; Ferreiro-Mählmann, R. (2015). Recommendations for Kübler Index standardization. *Clay Minerals*, 50(1), 283-286. <https://doi.org/10.1180/claymin.2015.050.3.02>
- Worden, R.H.; Burley, S.D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: S. Burley; R. Worden (eds.). *Sandstone diagenesis: recent and ancient* (pp.1-44). International Association of Sedimentologists. <http://doi.org/10.1002/9781444304459.ch>

Fecha de recibido: 25 de junio de 2020
Fecha de aprobado: 11 de noviembre de 2020
