



Características geológicas de la unidad de esquistos del Complejo Arquía, al occidente de Manizales en el sector de La Manuela y Lisboa, Colombia

David OSORIO-ESCOBAR¹, Luis Miguel HENAO-IDÁRRAGA¹, Luz Mary TORO-TORO¹, Mario MORENO-SÁNCHEZ¹ y Elvira Cristina RUÍZ-JIMÉNEZ¹

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, Caldas, Colombia.

Emails: david.osorio.6015@gmail.com; l.miguel.henao@gmail.com; luz.toro@ucaldas.edu.co; mario.moreno@ucaldas.edu.co; elvira.ruiz@ucaldas.edu.co

Editor: Juan E. Otamendi

Recibido: 27 de septiembre de 2021

Aceptado: 28 de enero de 2022

RESUMEN

En el flanco occidental de la Cordillera Central Colombiana, al occidente de la ciudad de Manizales, afloran los Esquistos de Lisboa - Palestina pertenecientes al Complejo Arquía. Esta unidad consta de intercalaciones centimétricas a métricas de esquistos verdes y grafiticos. Este artículo busca determinar las fases deformativas de la unidad de esquistos, su protolito, y su ambiente geológico asociado. La petrografía establece asociaciones minerales de actinolita + clorita + epidota + clinzoisita + plagioclasa ± titanita para los esquistos verdes y clorita + titanita + clinzoisita + moscovita + cuarzo + grafito para los esquistos grafiticos. Existen dos fases de superficie metamórfica y dos fases de deformación, la primera corresponde al evento (S_n), seguido por la foliación principal (S_{n+1}). La fase de deformación (D_{n+2}) corresponde al plegamiento de la foliación principal y la última fase a una deformación dúctil superpuesta. El protolito de los esquistos verdes son basaltos y andesitas de afinidad toleítica, con una firma geoquímica de tipo N-MORB. Con base en datos geocronológicos y análisis geotectónicos, se estima que los Esquistos de Lisboa - Palestina se metamorfizaron en el Cretácico Temprano durante un proceso de subducción bajo un arco de islas, con subsiguiente acreción sobre la paleomargen noroccidental colombiana e inicio del Sistema de Fallas de Romeral.

Palabras clave: Petrografía; Fases de deformación; Geoquímica, MORB.

ABSTRACT

Geological characteristics of the Arquía Complex schist unit, west of Manizales in the La Manuela and Lisboa sector, Colombia.
On the western flank of the Colombian Cordillera Central, west of the city of Manizales, outcrop the Lisboa - Palestina Schists belonging to the Arquía Complex. This unit consists of centimetric to metric intercalations of green and graphitic schists. This paper seeks to determine the deformational phases of the schist's unit, its protolith, and its associated geological environment. Petrography establishes mineral associations of actinolite + chlorite + epidote + epidote + clinzoisite + plagioclase ± titanite for the green schists and chlorite + titanite + clinzoisite + muscovite + quartz + graphite for the graphitic schists. There are two metamorphic surface phases and two deformation phases, the first one corresponds to the event (S_n), followed by the main foliation (S_{n+1}). The deformation phase (D_{n+2}) corresponds to the folding of the main foliation and the last phase to a superimposed ductile deformation. The protolith of the green schists are basalts and andesites of toleitic affinity, with a geochemical signature of N-MORB type. Based on geochronological data and geo-tectonic analysis, it is estimated that the Lisboa - Palestina Schists were metamorphosed in the Early Cretaceous during a subduction process under an island arc, with subsequent accretion onto the northwestern Colombian paleomargin and the beginning of the Romeral Fault System.

Keywords: Petrography; Deformation phases; Geochemistry, MORB.

INTRODUCCIÓN

El Complejo Arquía (Maya y Gonzáles 1995) es una unidad litodémica que se extiende desde el Golfo de Guayaquil (Ecuador) hasta Santa Fe de Antioquia (Colombia), de manera alargada y estrecha en el flanco occidental de la Cordillera Central. El Complejo Arquía está constituido por rocas metamórficas que varían de bajo a medio grado. Los litodemas más comunes en el sector de estudio incluyen franjas de anfíbolitas, esquistos verdes y esquistos grafiticos incluidos en los denominados Esquistos de Lisboa – Palestina (Mosquera 1978). Existen diversas interpretaciones de la evolución del Complejo Arquía (e.g. Moreno y Pardo 2003, Nivia et al. 2006, Bustamante et al. 2011, Ruiz et al. 2012, Villagómez y Spinkings 2013, Zapata et al. 2018, León et al. 2019, Cardona et al. 2020), en las que destacan diferentes edades de formación, la proveniencia de los protolitos y diferentes ambientes tectónicos. Autores como Moreno y Pardo (2003), refieren el Complejo Arquía como una zona de deformación de múltiples etapas compuesta por bloques tectónicos del Paleozoico(?), Mesozoico y Cenozoico. Por su parte, Bustamante et al. (2011) indican el Complejo Arquía como un ensamblaje heterogéneo de bloques que incluyen fragmentos del pre-Triásico, bloques metamórficos Albiano-Aptiano y rocas del Maastrichtiano-Daniano. Por otro lado, Ruiz et al. (2012) mencionan rocas de diferente origen, edad y composición pertenecientes a un complejo acrecionario. Teniendo en cuenta estas interpretaciones el presente trabajo busca complementar y entender las características geológicas como lo son la proveniencia tectónica de los protolitos, y a su vez, hacer una interpretación de los datos geotectónicos y geocronológicos. Para ello, se realizó un análisis petrográfico para establecer relaciones paragenéticas entre minerales; además, se realizó un análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza, con el fin de determinar la naturaleza de los protolitos. Lo anterior se llevó a cabo en la franja de esquistos verdes y esquistos grafiticos que aflora entre la vereda Manuela - San Peregrino y la vereda Lisboa, al occidente de Manzales en el departamento de Caldas (Fig. 1 a).

MARCO GEOLÓGICO

Los primeros estudios para la unidad fueron realizados por Toussaint y Restrepo (1979), donde le designan el nombre de Grupo Arquía, posteriormente, González y Núñez (1990) lo denominan Complejo Arquía.

Este complejo es una unidad metamórfica de bajo a medio

grado de metamorfismo, constituida por esquistos cuarzo-sericiticos, esquistos anfibólicos, anfíbolitas granatíferas, esquistos actinolíticos, esquistos grafitosos con cuarzo y moscovita, serpentinitas y rocas asociadas a metamorfismo de media a alta presión como eclogitas y esquistos azules (eg. Restrepo y Toussaint 1979, Mosquera 1978, Sánchez 1988, Maya y González 1995, Ríos-Reyes et al. 2008, García 2011, Ruiz-Jiménez 2012, Rodríguez y Arango 2013, García-Ramírez et al. 2017, Ibarra 2017). Las rocas incluidas dentro de este complejo están localizadas en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia y afloran como una franja de dirección aproximadamente N-S (Fig. 1 b), de forma discontinua y con espesores variables desde el Golfo de Guayaquil, en Ecuador, hasta el norte del departamento de Antioquia (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo 2003). El Complejo Arquía se encuentra en contacto, al occidente, con la Formación Barroso por la Falla Cauca–Almaguer y al oriente con el Complejo Quebradagrande por la Falla Silvia-Pijao (Maya y González 1995).

El Complejo Arquía se ha interpretado como parte de un cinturón metamórfico de media a alta presión (Toussaint 1996) conformado por esquistos hornblendicos y anfíbolitas granatíferas formadas en condiciones de temperatura de 693 °C y presiones de 14.4 kbar (Valencia-Morales 2010), así como de esquistos azules con un metamorfismo en condiciones de temperatura entre 350-380 °C y presiones entre 6-8 kbar (condiciones límite bajo de facies esquistos azules). La edad K/Ar en hornblenda de las anfíbolitas granatíferas en el río Arquía está en el rango entre 110 ± 5 y 133 ± 5 Ma (Cretácico Temprano) (Restrepo y Toussaint 1976). Una edad Ar-Ar en hornblenda de 203 a 230 Ma (Rodríguez y Arango 2013) fue determinada para las anfíbolitas del Rosario, el Metagabro de Santa Rosa, Metagabro de San Antonio y Neis de Chinchiná (González 2010).

Mosquera (1978) incluye los litodemas aflorantes en el sector de Palestina, La Manuela, Alto de Lisboa y Chinchiná en los Esquistos de Lisboa–Palestina. Los Esquistos de Lisboa–Palestina son correlacionables con los Esquistos Anfibólicos del Río Cauca (González 1976), con las anfíbolitas de Santa Fe de Antioquia (Grosse 1926) y con las anfíbolitas que afloran en las cercanías de Pijao-Génova (Becerra y Molina 2013). El protolito de las rocas del Complejo Arquía corresponde a rocas pelíticas, margas, rocas volcano-sedimentarias, ígneas básicas y ultramáficas (Dorado y Ortiz 2006, Marín 2009, Valencia-Morales 2010, Rodríguez y Arango 2013, Ibarra 2017), que fueron sometidas a procesos de subducción y acreción, involucrando una corteza oceánica (Hincapié y Moreno 2001). Los resultados geoquímicos indi-

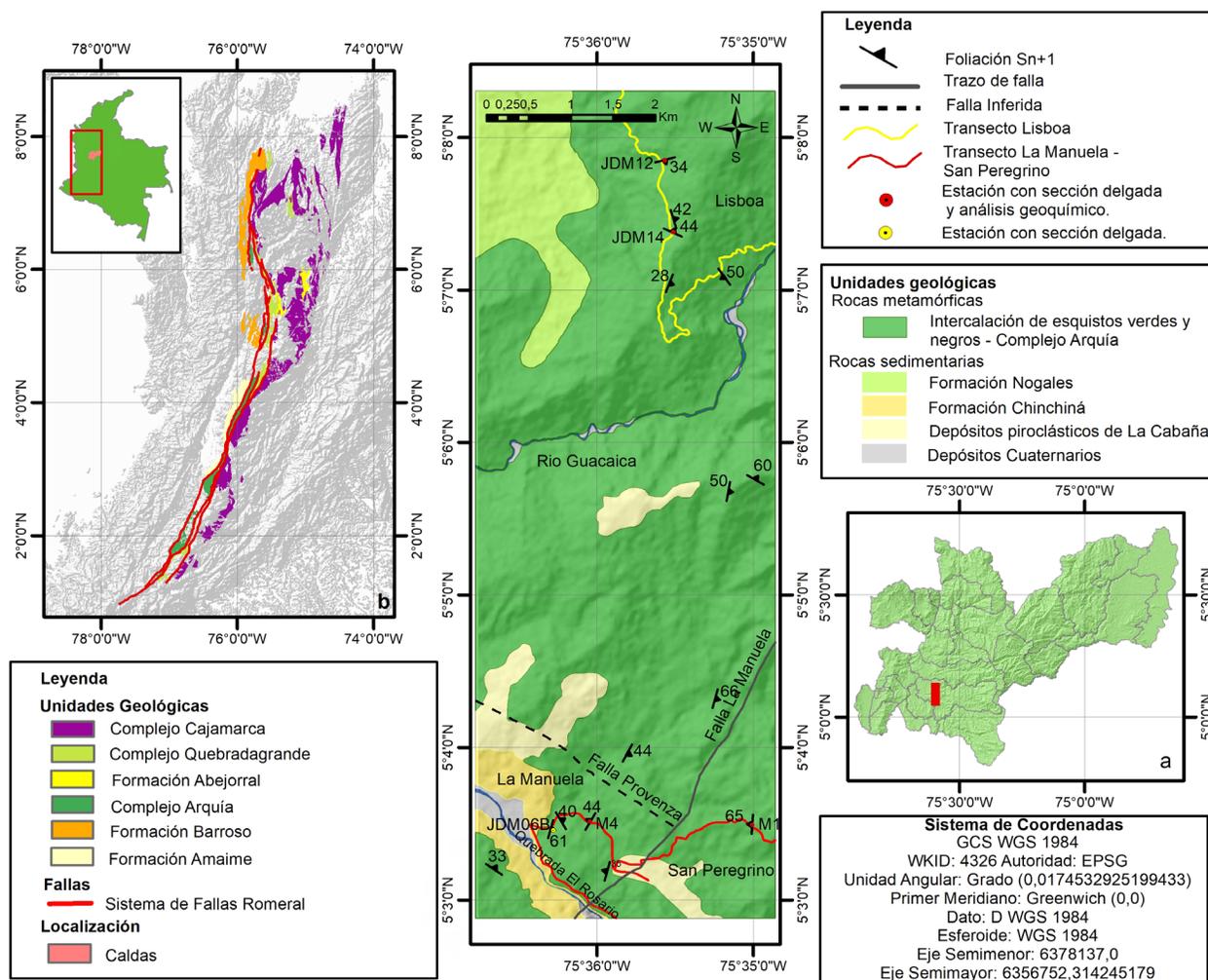


Figura 1. a) Departamento de Caldas donde se señala con un rectángulo de color rojo la ubicación del sector de estudio; b) Mapa geológico de Colombia con la ubicación de las rocas del Complejo Arquía; c) Mapa geológico del área de estudio entre la vereda La Manuela y la vereda Lisboa, (tomado y modificado de Estrada et al. 2001, Alcárcel y Gómez 2019).

can una afinidad toleítica de tipo MORB (Dorado y Ortiz 2006, Ruíz-Jiménez et al. 2012, Rodríguez y Arango 2013, García-Ramírez et al. 2017). En el sector de estudio los esquistos están afectados por la Falla La Manuela, la cual presenta un rumbo NE. Sánchez (2005) cartografía esta falla y la Falla de Piedecuesta (Grosse, 1926), cortando los esquistos en el área de estudio. La Falla de Piedecuesta coloca en contacto los Esquistos de Lisboa–Palestina con rocas sedimentarias cenozoicas (Formación Irra – Tres Puertas). A lo largo de esta falla se encuentran bloques cabalgantes de serpentinitas y rocas metamórficas del Complejo Arquía sobre rocas del Paleógeno en el sector del Alto de Lisboa. Esta falla se prolonga desde el sur de Chinchiná hasta conectarse con la Falla Cauca-Almaguer.

Otra de las unidades aflorantes del área de estudio son la Formación Nogales y la Formación Chinchiná. La Formación Nogales definida por Nelson (1957) refiere a las rocas sedi-

mentarias que se encuentran al oeste de la Falla Silvia – Pijao en el flanco occidental de la Cordillera Central. Localmente se encuentran en contacto fallado con los basaltos pertenecientes a la Formación Barroso y su litología corresponde a cherts, areniscas y conglomerados, depositados tanto en ambientes marinos como continentales durante el Cretácico, específicamente entre el Turoniano y Maastrichtiano, sobre la base de la evidencia paleontológica registrada (Estrada et al. 2001).

Por otro lado, la Formación Chinchiná está compuesta por depósitos epiclásticos, piroclásticos (tobas cristalovítreas, cristalinas, líticas y lito-vítreas), fragmentos líticos pertenecientes al Complejo Arquía y coladas de lava de espesor variable de edad pliocena tardía – pleistocena (Sánchez et al. 2012).



Figura 2. a-b) Afloramiento con intercalación de esquistos verdes y esquistos grafiticos en el sector de Lisboa (E: 434462 N: 566477). Los esquistos presentan una foliación S_{n+1} con buzamiento hacia el SE. Las líneas de color negro señalan la intercalación centimétrica de esquistos grafiticos y de esquistos verdes. Nótese al centro de la imagen, martillo geológico de escala.

METODOLOGÍA

El trabajo de campo consistió en el levantamiento de dos transectas, Lisboa al norte y La Manuela - San Peregrino al sur (Fig. 1 c), así como la toma de muestras, las cuales se georreferenciaron con la ayuda de un Garmin GPSMAP 64s. La cartografía geológica se realizó procesando los datos de campo y modificando la carta geológica 205 del Servicio Geológico Colombiano (Estrada et al. 2001).

Los estudios petrográficos se llevaron a cabo en el laboratorio de petrografía de la Universidad de Caldas, con un microscopio Triocular Leica DM-750-POL. Las abreviaciones usadas en la descripción de los minerales son propuestas por Whitney y Evans (2010).

Los análisis químicos se realizaron en los laboratorios de ActLabs Ltd. (*Activation Laboratories of Ancaster*) en Canadá. Los contenidos de elementos mayores, menores y elementos trazas, fueron realizados por Fluorescencia de Rayos X (FRX) y por Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente ICP-MS. Los datos geoquímicos fueron trabajados en el software GCDkit 3.00 beta (versión libre) que, por medio de diagramas, permite interpretar los patrones de variación geoquímica.

Cuadro 1. Porcentaje modal de los esquistos verdes y esquistos grafiticos.

SECCION	COORDENADAS		MINERALOGIA (%)										
			Actinolita	Clinozoisita	Epidota	Moscovita	Clorita	Grafito	Cuarzo	Plagioclasa	Titanita	Carbonatos	total
M1	N 559178	E 435253	38	17	4	...	8	...	27	4	...	2	100
M4	N 559092	E 432922	27	17	11	...	10	...	27	5	...	3	100
JDM 06B	N 559223	E 433291	4	5	...	25	8	23	26	...	9	...	100
JDM 012	N 567183	E 434222	29	27	4	...	11	...	17	7	4	1	100
JDM 014	N 566369	E 434345	23	22	6	...	13	...	25	5	3	3	100

RESULTADOS

Petrografía

Las intercalaciones de los esquistos verdes y esquistos grafiticos, se observan con una foliación bien definida con rumbo NE y un ángulo promedio de buzamiento de 30° al SE que varía debido a pliegues locales hacia el NO, es decir, la dirección de buzamiento del plano axial. En la vereda de Lisboa, el contacto entre los esquistos grafiticos y los esquistos verdes es en forma de intercalación de ambos tipos de esquistos en bandas milimétricas a métricas con mayor proporción de esquistos verdes (Fig. 2 a-b).

La unidad de esquistos presenta crenulaciones y pliegues generalmente de tamaños centimétricos, de formas asimétricas, con su plano axial inclinado que definen el evento deformación D_{n+2} . Además, presentan lentes y venillas de cuarzo concordantes con la foliación principal, que subrayan el estilo de la deformación en las rocas.

Petrográficamente, los esquistos verdes se dividen en tres grupos: esquistos cuarzo-actinolítico con clinozoisita y clorita, esquistos actinolítico con clinozoisita y esquistos cuarzo actinolítico con clinozoisita (Cuadro 1 y 2).

La asociación mineralógica en la sección delgada JDM

Cuadro 2. Asociaciones mineralógicas en los esquistos verdes y grafiticos.

SECCION	ASOCIACION MINERALOGICA	NOMBRE
M1	(Act + Czo + Chl + Ep), (Ep + Czo + Chl), (Pl + Czo + Act + Qz)	Esquisto cuarzo-actinolítico con clinzoisita
M4	(Act + Chl + Czo + Ep + Pl), (Pl + Czo + Act + Qz), (Act + Ep + Chl + Pl + Qz)	Esquisto cuarzo-actinolítico con clinzoisita
JDM 06B	(Chl + Ttn + Czo + Ms + Qz + Gr), (Act + Chl + Qz + Mz + Czo + Chl)	Esquisto cuarzo moscovítico con grafito
JDM 012	(Act + Chl + Czo + Ep + Pl + Ttn), (Czo + Act + Chl), (Act + Chl + Ep + Pl + Ttn + Qz)	Esquisto actinolítico con clinzoisita
JDM 014	(Act + Chl + Czo + Ep), (Act + Czo/Zo + Pl + Qz), (Ttn + Act + Pl)	Esquisto cuarzo-actinolítico con clinzoisita y clorita

012 del transecto Lisboa está constituida por actinolita, clinzoisita, clorita, epidota, cuarzo y plagioclasa con tamaños entre 100 y 250 μm . Los esquistos verdes presentan carbonatos en baja proporción. La roca, clasificada como un esquisto actinolítico con clinzoisita, presenta diferentes texturas: una textura nematoblástica marcada por el dominio de actinolitas orientadas, en su mayoría cristales subhedrales y contactos medianamente definidos, lepidoblástica por la orientación de clorita igualmente con contactos parcialmente definidos y una textura granoblástica definida por cuarzo, plagioclasa, epidota y clinzoisita. También se presenta textura porfiroblástica definida por porfiroblastos de clinzoisita con habito subhedral, donde muestra contactos moderadamente establecidos entre los cristales que lo rodean y forman un mosaico inequigranular (Fig. 3 a-b). Para la muestra M4 del transecto La Manuela la

paragénesis es de actinolita + clorita + epidota + clinzoisita + plagioclasa + cuarzo, la cual presenta una mineralogía progradada similar con la muestra JDM 012 pero está marcada por la ausencia de titanita y una menor cantidad de clinzoisita.

La foliación principal (S_{n+1}) que está definida por la orientación preferencial de actinolita, se encuentra cortada por algunos cristales neoformados y alargados de plagioclasa desarrollados durante las fases tectónicas posteriores al evento de metamorfismo principal S_{n+1} (Fig. 3c-d). Estos esquistos presentan cristales de epidota zonados los cuales representan un desequilibrio por cambios en las condiciones P-T que se desarrollan principalmente en una fase de descompresión (Van Staal et al. 2008, Bucher y Grapes 2011).

Los esquistos grafiticos tienen una tonalidad negra a grisácea, con un contacto untoso al tacto, una foliación bien de-

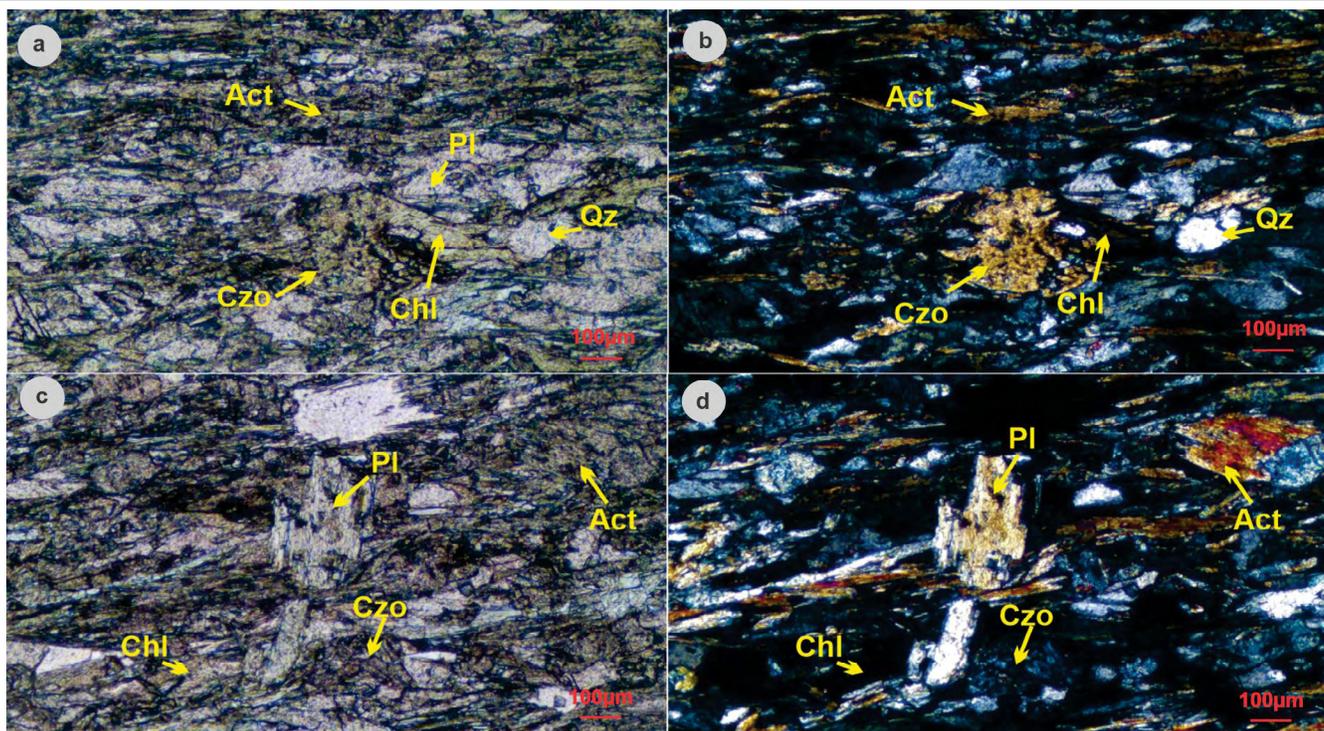


Figura 3. a-b) Sección delgada JDM 012. Microfotografía del esquisto actinolítico con clinzoisita con porfiroblastos de clinzoisita (Czo) en textura nematoblástica de actinolita (Act) y lepidoblástica de clorita (Chl) que corresponden a la fase de superficie metamórfica S_{n+1} . También presenta textura granoblástica en cuarzo (Qz); c-d) Cristales de plagioclasa (Pl) posttectónicos que cortan la foliación de la actinolita (Act).

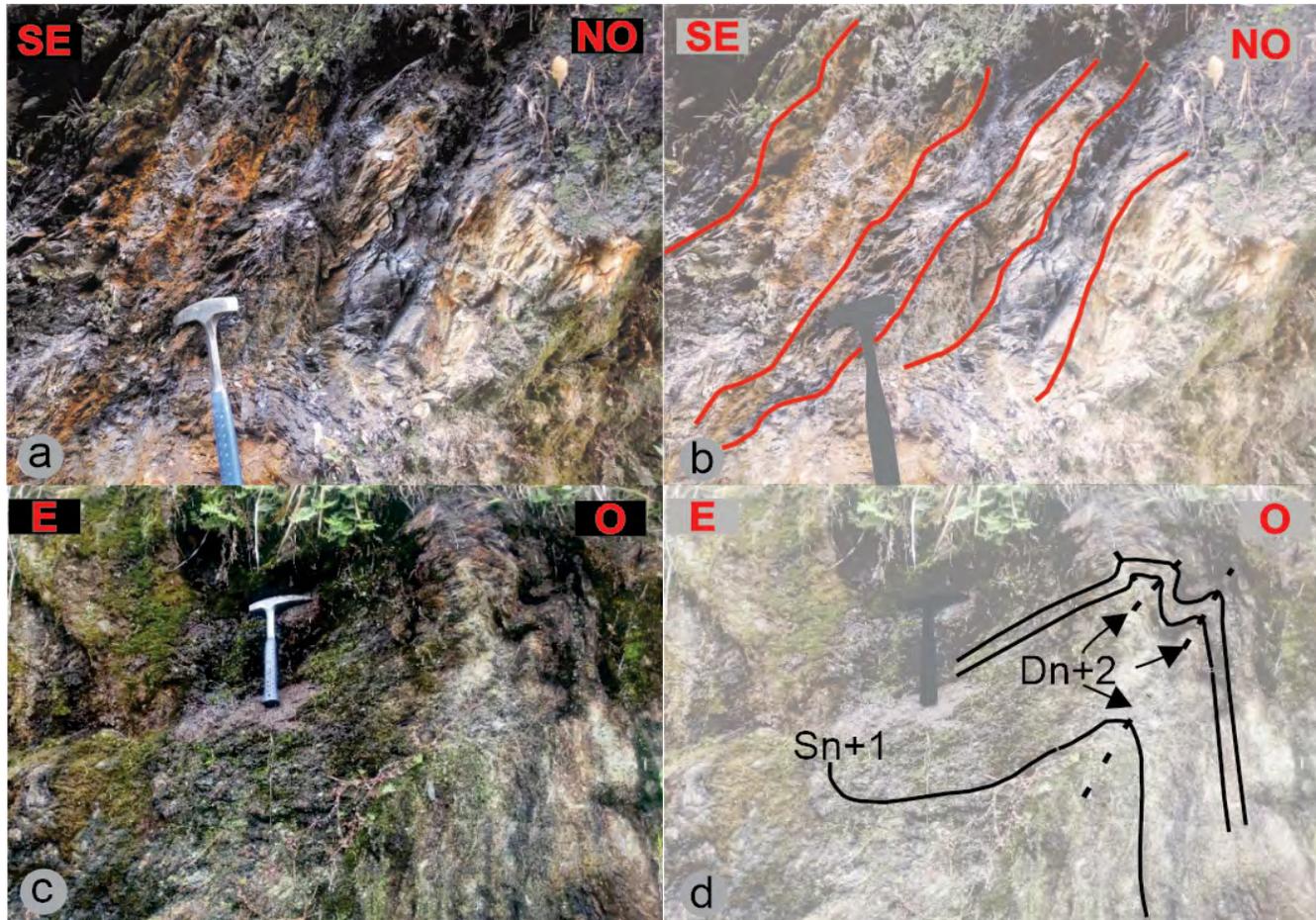


Figura 4. a-b) Afloramiento de esquistos grafiticos en el sector de la Manuela (E: 830976 N: 1051405) presentan una foliación (S_{n+1}) con rumbo hacia el NE. Las líneas rojas indican las intercalaciones de esquistos verdes y grafiticos; c-d) Plegamientos de esquistos grafiticos por la fase deformativa D_{n+2} con un buzamiento de los planos axiales hacia el SE. Nótese el martillo geológico de escala.

sarrollada (S_{n+1}), presentan lentes de cuarzo paralelos a la foliación con rumbo NE y buzamientos al SE y variaciones locales de buzamiento al NO (Fig. 4 a-b).

Solo se cuenta con una sección delgada de esquistos grafitico, la cual corresponde a un esquistos cuarzo-moscovítico con grafito (JDM 06B). Se identificó la presencia de moscovita, clorita, grafito, titanita, plagioclasa y cuarzo con tamaños entre 100 y 350 μm . La foliación está bien definida por la orientación de clorita, grafito y moscovita, dando lugar a una textura lepidoblástica con contactos mayoritariamente definidos y bien desarrollados. Se observa una textura porfiroblástica marcada por cristales de titanita subhedrales con sombras de presión de clorita y una matriz más fina de cuarzo, grafito y moscovita, presentan en su mayoría inclusiones de opacos y grafito, que subrayan un plegamiento en la parte interior de los cristales de titanita (Fig 5. a-b). Por otro lado, se encuentran porfiroblastos de titanitas deformadas de manera dúctil, sin embargo, la deformación plástica en las titanitas aún no está bien estudiada, por lo que es difícil establecer las condiciones de su deformación (Timms et al. 2019). El cuarzo

mayoritariamente de habito anhedral con limites irregulares entre cristales, se encuentra desarrollando textura granoblástica y "bulging" con extinción ondulante típica de deformación dúctil en la recrystalización por migración de bordes de grano. Respecto a la paragénesis en los esquistos grafiticos, consta principalmente de clorita + titanita + clinozoisita + moscovita + cuarzo + grafito.

Finalmente, respecto a los procesos metamórficos evidenciados petrográficamente se tiene el primer evento de superficie metamórfica S_n que ésta definido por las inclusiones de grafito y opacos en porfiroblastos de titanita (Fig. 5 c-d) y por la orientación oblicua y perpendicular de moscovita y plagioclasa respecto a la foliación principal S_{n+1} (Fig. 5 e-f). La foliación principal, que se observa en campo y a nivel microscópico, corresponde al evento S_{n+1} que es la segunda superficie metamórfica evidenciado por una textura lepidoblástica, definida por la orientación preferencial de moscovita, clorita y grafito, en los esquistos grafiticos (Fig. 5 a-b), y por texturas nematoblástica de actinolita y lepidoblástica de clorita en los esquistos verdes.

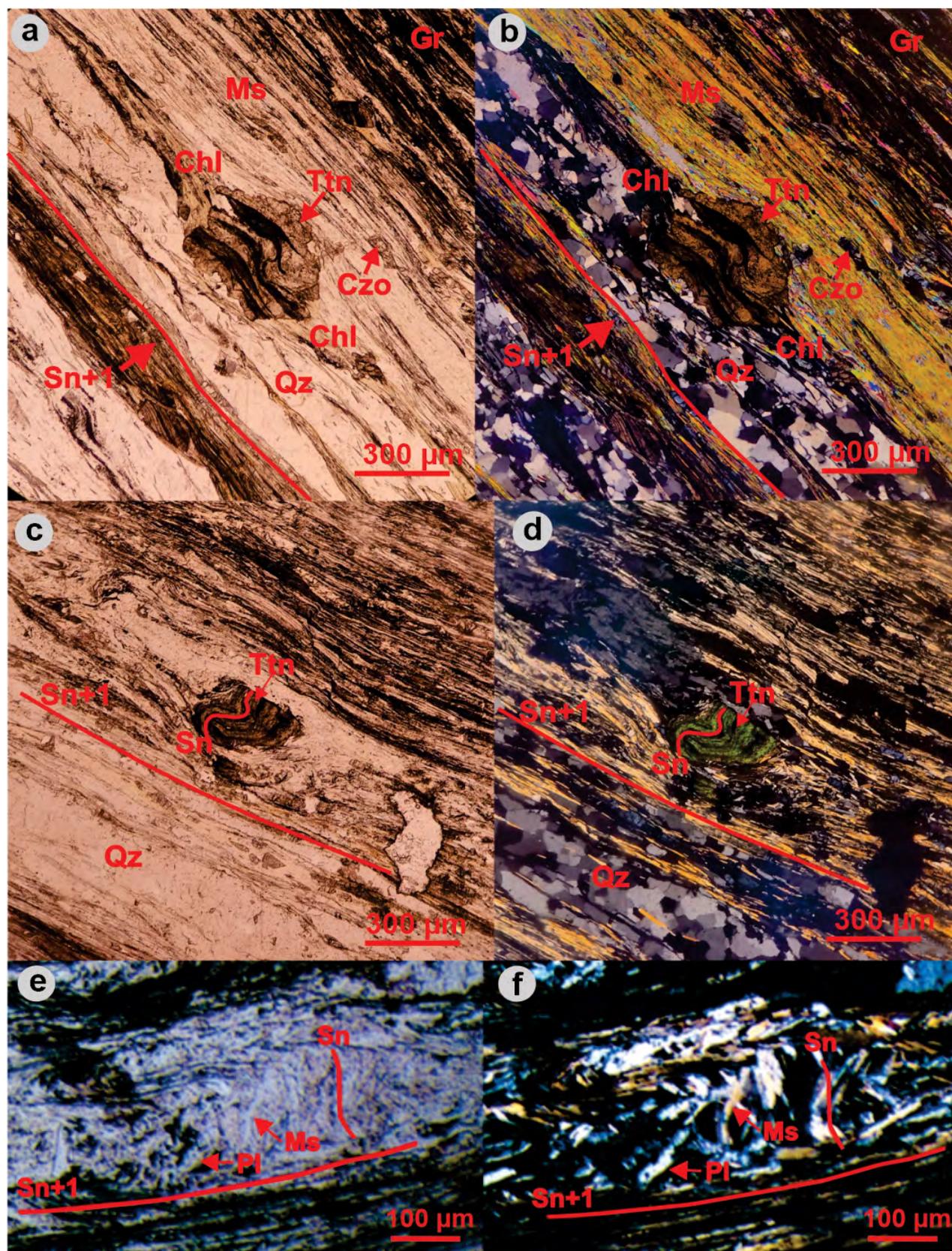


Figura 5. a-b) Sección delgada JDM 06B. En los esquistos grafiticos, la textura lepidoblástica con moscovita (Ms) y clorita (Chl) define la superficie metamórfica S_{n+1} . Se presenta textura granoblástica en cuarzo (Qz) y pequeños cristales de clinzoisita (Czo); c-d) Porfiroblastos de titanita (Ttn) con inclusiones de grafito (Gr) y opacos que registraron la primera superficie metamórfica S_n ; e-f) Superficie metamórfica S_n que ésta definido por la orientación oblicua y perpendicular de cristales de moscovita y plagioclasa.

Se midieron un total de 68 datos estructurales para la foliación S_{n+1} . La mayor cantidad de datos de foliación muestra rumbos con tendencia NNE-SSO, y buzamientos entre 40 y 80° al SE (Fig. 6). También se presenta una menor proporción de datos de foliación con rumbos N-S y buzamientos intermedios a altos al O.

Fases de deformación

La unidad de esquistos verdes y grafiticos del Complejo Arquía aflora como bloques que se encuentran en contacto tectónico por fallas, con las demás unidades litológicas dentro del complejo. El análisis de estructuras a nivel macro y microscópico muestran diversos eventos de deformación.

La fase de deformación posterior a S_{n+1} , corresponde a un plegamiento que genera el evento D_{n+2} evidenciado tanto a escala macroscópica (Fig. 7 a-b) y en sección delgada (Fig. 8 a-b). Esta fase de deformación está definida por el microplegamiento de actinolita y clorita en los esquistos verdes, y grafito, moscovita y clorita en los esquistos grafiticos.

En los esquistos grafiticos la deformación está mejor definida y presenta un mayor registro de los eventos deformativos que en los esquistos verdes. En los esquistos grafiticos se desarrollan pliegues asimétricos de tamaño principalmente decimétricos, inclinados y cerrados, cuyos planos axiales buzaban generalmente hacia el SE con variaciones al NO y rumbos generalmente hacia el NE (Fig. 4 c-d).

El último evento corresponde al desarrollo de zonas de cizalla dúctiles, las cuales presentan una dirección en rumbo NE y buzamiento al SE, presentando concordancia con la su-

perficie metamórfica S_{n+1} . Localmente, se observan lineaciones y venas de cuarzo entre la foliación principal de tamaños milimétricos a centimétricos.

Dentro de esta fase deformativa dúctil se pueden observar estructuras S-C' o banda de cizalla que son formadas por la intersección entre una superficie S que representa la foliación principal y una superficie de cizalla o C' y son concordantes con S_{n+1} . Existen además micropliegues interfoliales asimétricos definidos principalmente por grafito, donde las partes adyacentes que definen la foliación principal no se encuentran plegadas (Fig. 9 a-b) así como porfiroblastos de clinzoisita con colas de presión asimétricas (Fig. 9 c-d). La orientación de la sección delgada de la muestra JDM012 en campo y la cinemática de estas dos estructuras indican un componente inverso sinistral con vergencia hacia el sureste.

Otras estructuras en zonas de cizalla dúctil son porfiroblastos de clinzoisita (Fig. 10 a-b) y titanita (Fig. 5 a-b) con sombras de presión que representan cuadrantes extensionales donde se generan minerales como la clorita y tienden a seguir la dirección de la foliación principal.

La deformación dúctil afecta el cuarzo que exhibe extinción ondulante y hace que los límites de los granos muestren migraciones que dan lugar a recristalización dinámica tipo *bulging*. Además, en la textura granoblástica definida por cuarzo se observa recristalización por rotación de los subgranos. Considerando las características anteriormente mencionadas, el cuarzo indica un bajo grado de deformación dúctil con temperaturas entre los 300 y 400 °C (Passchier y Trouw 2005).

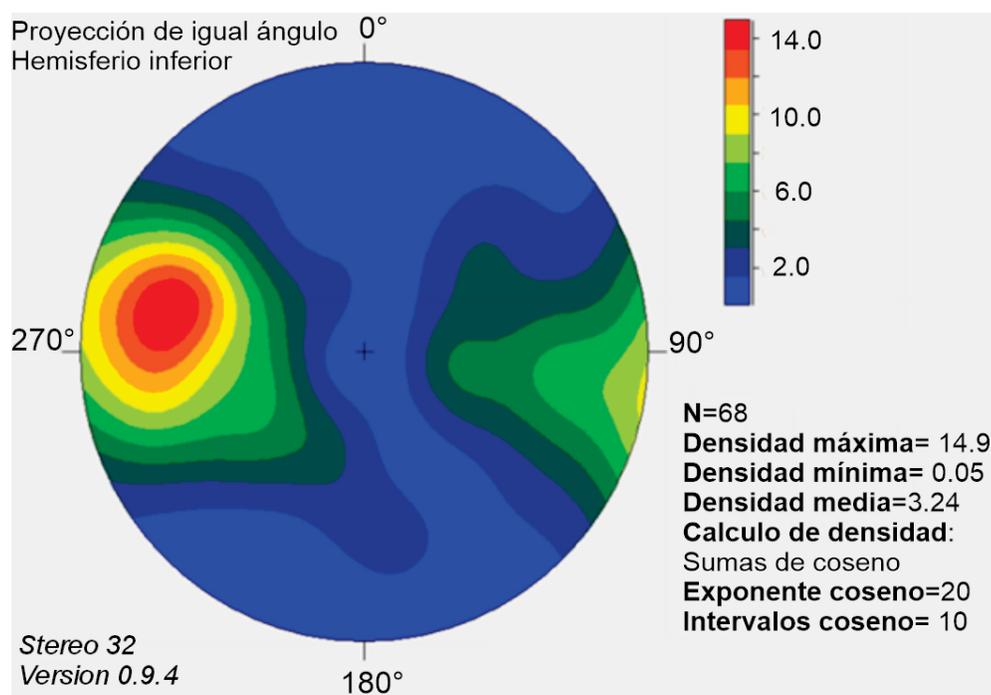


Figura 6. Diagrama equiareal de contornos para datos de polos foliación S_{n+1} realizado en Stereo 32 version 0.9.4 usando una proyección de igual ángulo. Se observan una alta densidad de valores de rumbos NNE-SSO con buzamientos de altos a intermedios al SE, con menor concentración de datos estructurales y rumbos N-S con buzamientos de altos a intermedios al O.

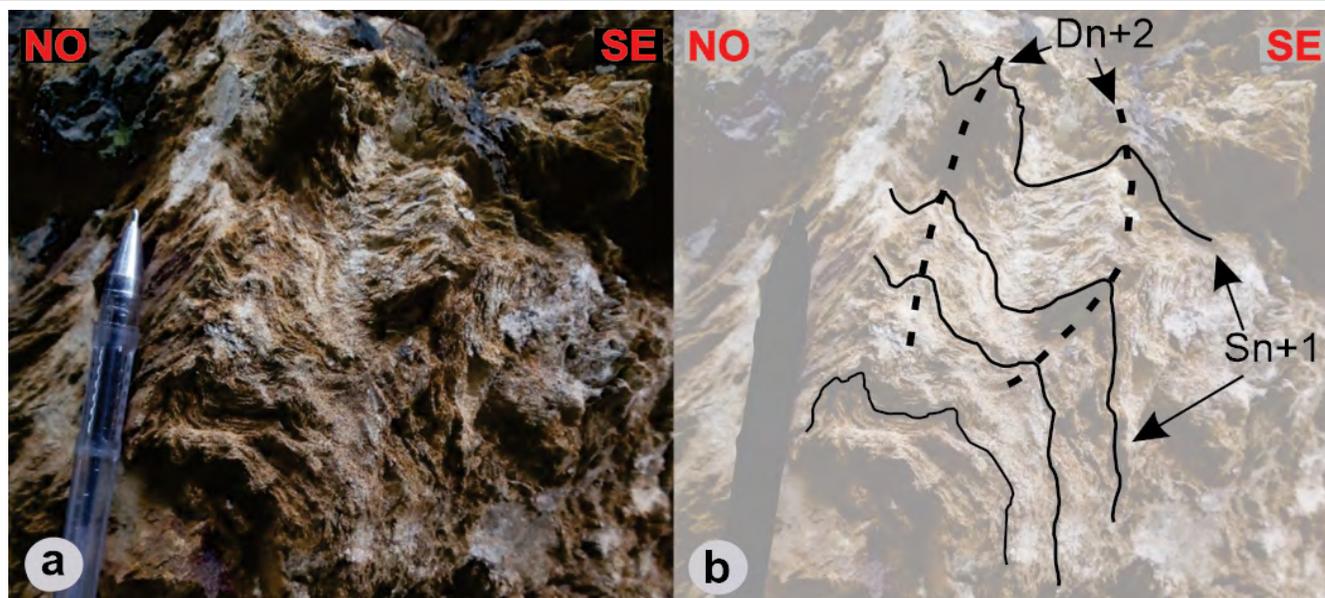


Figura 7. a-b) Afloramiento donde se reconocen la foliación principal S_{n+1} y la fase deformativa D_{n+2} , (Sector de vereda la Manuela - San Peregrino). Nótese el bolígrafo de escala.

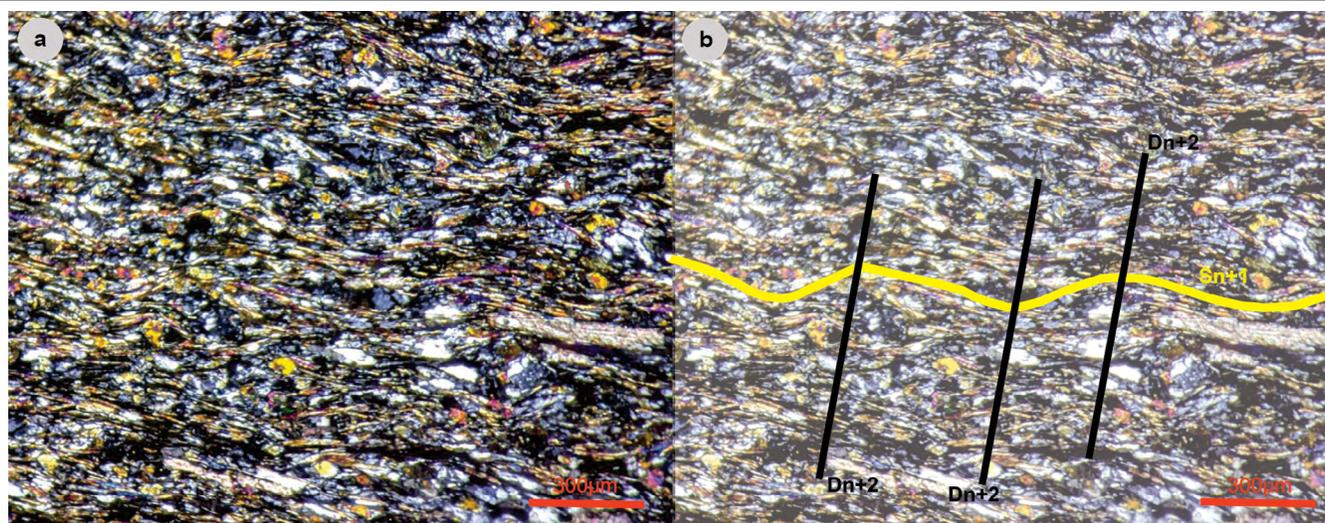


Figura 8. a) Sección delgada M4. Texturas nematoblástica y lepidoblástica. La línea amarilla representa la foliación S_{n+1} materializada por orientación preferencial de actinolita y clorita; b) Las líneas negras representan la micro-crenulación que definen el evento de deformación D_{n+2} .

Los carbonatos presentes en las rocas exhiben maclas rectas, gruesas y bien definidas. Estas maclas están controladas en gran medida por la temperatura, que según Blenkinsop (2000), las maclas son de tipo II lo cual indica una temperatura de deformación entre 150 a 300 °C.

Geoquímica

Se realizaron análisis geoquímicos de roca total y de los elementos mayores y traza (Cuadro 3) en cuatro rocas en la unidad de esquistos verdes. Los esquistos verdes muestran concentraciones de SiO_2 (46.8 – 50.8 %) y $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (2.37 – 3.49 %) típicas de basaltos de afinidad toleítica (Le Maitre et al. 1989) y contenidos de Al_2O_3 que varían entre 13.65 – 15 %; FeO_{tot} 7.75 – 10.92 %; MgO 6.55 – 7.28 %; CaO 9.11 – 13.7

%. El diagrama de elementos inmóviles, Nb/Y versus Zr/Ti (Winchester y Floyd 1977), indica una composición de basaltos y andesitas (Fig. 11).

Los patrones de los elementos de tierras raras normalizados a condrito (McDonough y Sun 1995) muestran comportamientos ligeramente empobrecidos en los elementos de tierras raras livianas, con $(\text{La/Yb})_N = 0.51 - 0.95$, patrones menos fraccionados y relativamente planos en las tierras raras pesadas, $(\text{Gd/Yb})_N = 1.03 - 1.21$ (Fig. 12) con abundancia de 10 a 20 veces con respecto a los valores condriticos. Los patrones multielementos para algunas muestras analizadas evidencian enriquecimientos significativos en Cs, Ba y U, y una evidente anomalía negativa de Nb en el diagrama multielemental normalizado a N-MORB (Sun y McDonough 1989).

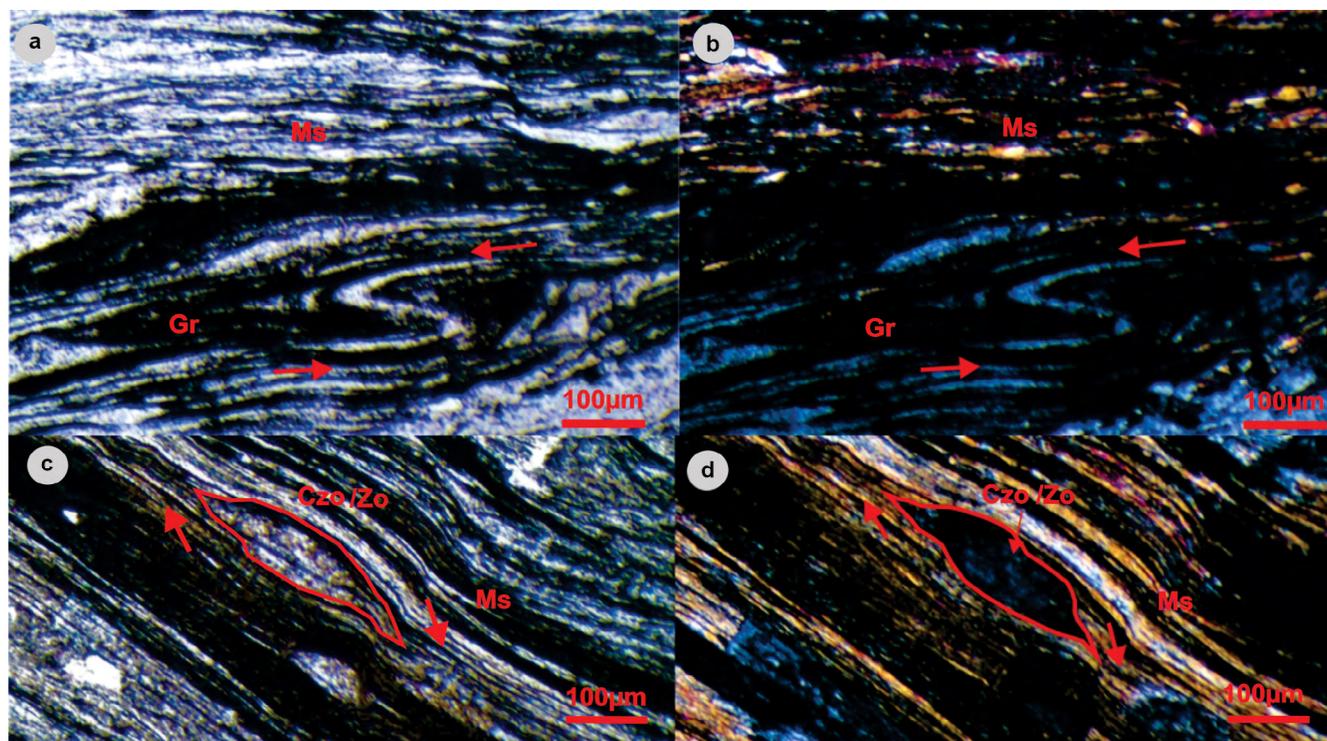


Figura 9. a-b) Sección delgada JDM 06B. Desarrollo de micropliegue intrafolial en grafito (Gr), limitado por la foliación principal S_{n+1} definida por moscovita (Ms); c-d) Porfiroblastos de clinozoisita con colas asimétricas alargadas en sentido de la foliación principal S_{n+1} .

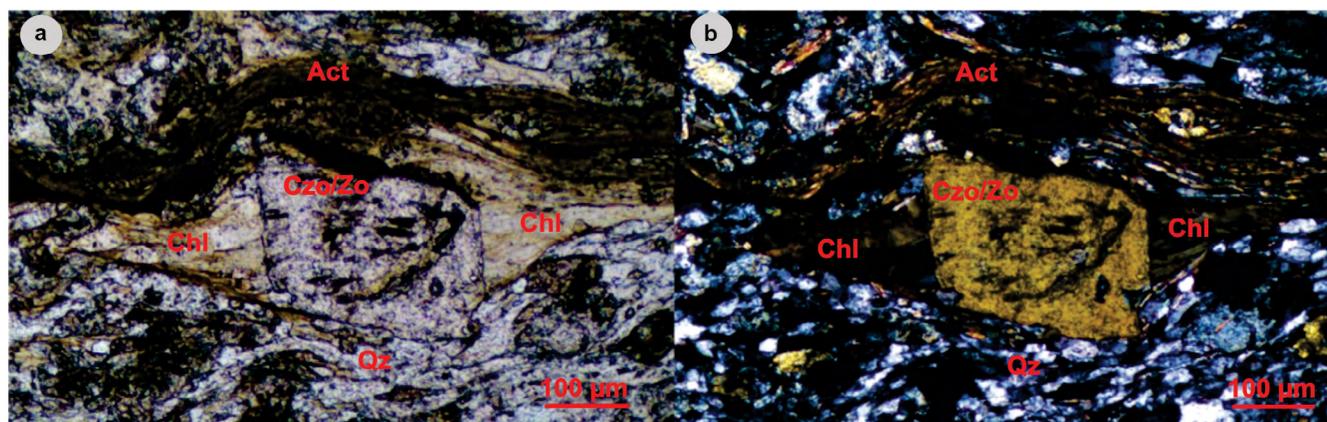


Figura 10. a-b) Sección delgada M1. Textura porfiroblástica de clinozoisita (Czo/Zo) con sombras de presión de clorita (Chl) bordeado por cristales de actinolita (Act) localmente rotados y conformando la textura nematoblástica. También se define textura granoblástica en cuarzo (Qz).

Estas características sugieren que los protolitos de los esquistos verdes corresponden a basaltos tipo MORB (Fig. 13).

Los esquistos verdes del Complejo Arquía muestran características geoquímicas que permiten inferir que los protolitos fueron basaltos y andesitas de composición toleítica, formados a partir de una fuente de manto empobrecido y con un empobrecimiento en Nb característico de los N-MORB. En los diagramas de discriminación tectónica de Ti versus V (Shervais 1982), las rocas ocupan el campo de los OFB (basaltos de fondo oceánico) en el cual las rocas presentan relaciones de Ti/V entre 20 y 50, que sugieren ambientes de dorsal meso-oceánica. De mismo modo, el diagrama Nb/Yb versus

TiO₂/Yb (Pearce 2008) indican afinidad MORB (Fig. 14).

DISCUSION

Origen del protolito

En términos de la geoquímica, los esquistos verdes presentan un protolito correspondiente a basaltos y andesitas de afinidad toleítica, con una firma geoquímica N-MORB indicando un protolito básico formado en una dorsal medio oceánica con una fuente empobrecida; además, estos análisis son correlacionables con los resultados geoquímicos obtenidos

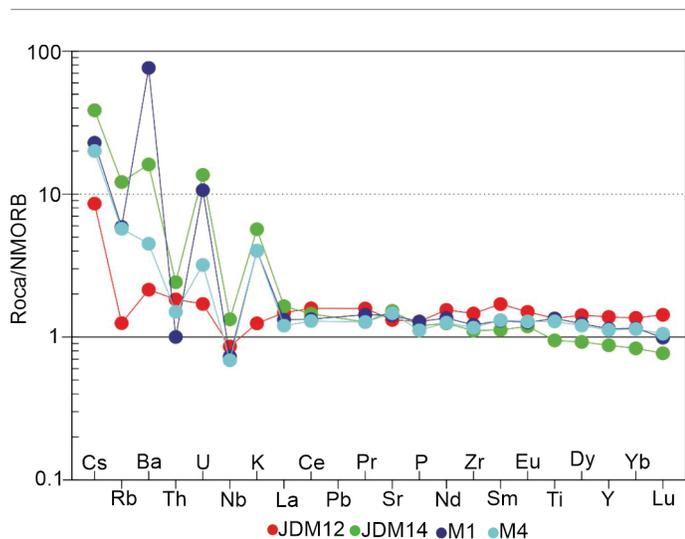


Figura 13. Diagrama de REE normalizado a N-MORB (Sun y McDonough 1989).

Edad

El Complejo Arquía ha sido objeto de varios análisis geocronológicos en diferentes sectores que reflejan una amplia variedad de edades (Cuadro 4). Restrepo y Toussaint (1976) quienes realizaron dataciones K-Ar en el Grupo Arquía obtuvieron edades K/Ar de 110 ± 5 Ma. Brook (1984) realizó dataciones en las Anfibolitas del Rosario (Complejo Arquía) y obtuvo edades de 107 ± 10 por el método K-Ar en hornblenda. Algunas recopilaciones de las dataciones del complejo fueron realizadas por Rodríguez y Arango (2013) que reportan dos rangos de edades principales, 230 a 203 y 113 a 100 Ma. Las interpretaciones realizadas por estos autores asocian el primer rango de edad (230 a 203 Ma) obtenidos por el método Ar-Ar, a la fase de metamorfismo del Complejo Arquía, la cual es concordante con la edad de metamorfismo del Complejo Cajamarca que se asocia a una faja alargada

dentro de una zona de “*melange*”, en el basamento de la Cordillera Central. El segundo rango de edad (113 a 100 Ma) obtenidos por K-Ar se interpreta por estos autores como edades de reapertura isotópica, producto del calentamiento generado por la actividad del Arco Barroso – Sabanalarga, en el Cretácico Inferior. Estudios geocronológicos realizados por Villagómez et al. (2011) indican edades Ar-Ar de 117 - 107 Ma que son edades de enfriamiento al compararse con la edad del pico metamórfico del Complejo Raspas (Ecuador) de 130 Ma. Además, Villagómez y Spikings (2013) presentan dataciones Ar-Ar comparables para el Complejo Arquía de 117.2 ± 9.4 y 112.0 ± 3.7 Ma. Estudios más recientes presentan edades Lu – Hf en granate y roca total de 128.7 ± 3.5 Ma (García et al. 2017) para el Complejo Arquía, que fueron interpretados como la edad de eclogitización, que coincide con el proceso “*slab roll back*” y la formación del arco magmático de Quebradagrande. Además, para dataciones realizadas en rocas de baja temperatura y alta presión del Complejo Arquía, se han obtenido dataciones de ~120 Ma (Bustamante 2008). Si bien existen algunas edades triásicas – jurásicas, se observa que los datos geocronológicos obtenidos para el Complejo Arquía reflejan en su mayoría una edad de metamorfismo en el Cretácico Temprano, entre 128.7 ± 3.5 y 107 Ma (Restrepo y Toussaint 1976, García et al. 2017), lo cual sugiere que las edades triásicas – jurásicas se representan como la edad de los protolitos del complejo.

Evolución tectónica regional

La evolución tectónica durante el Cretácico de la margen noroccidental de los Andes colombianos está conformada por eventos extensivos durante el Cretácico Temprano producto de la expansión y apertura del protocaribe (Moreno y Pardo 2003, Pindell y Kennan 2009, Villagómez et al. 2011), y eventos compresivos durante el Cretácico tardío producto del

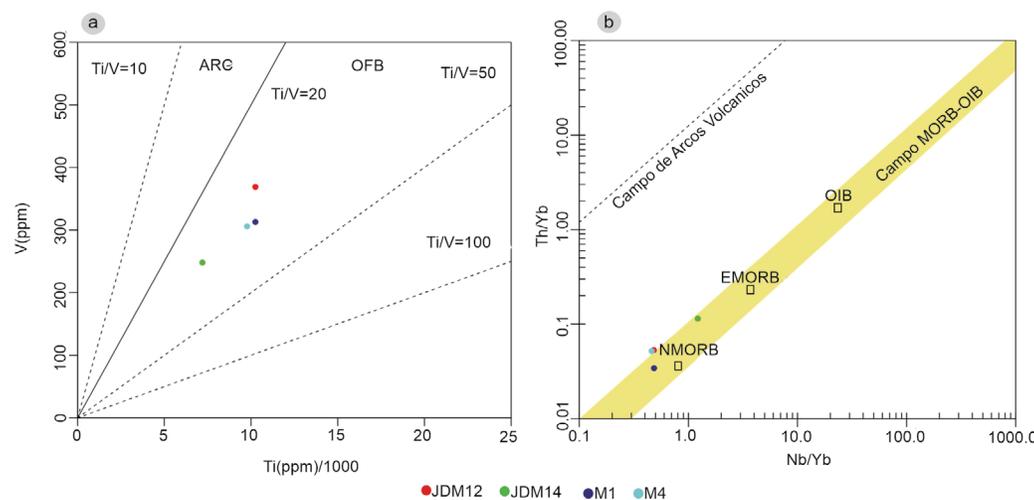


Figura 14. A) Diagrama de discriminación tectónica de Ti vs V de (Shervais 1982); b) Diagrama de discriminación de Nb/Yb versus Ti2O/Yb (Pearce 2008).

Cuadro 4. Edades reportadas para rocas del Complejo Arquía.

Autor	Muestra	Unidad	Coordenadas (Origen Bogotá) /Localidad	Mineral/Roca	Método	Edad
Restrepo y Toussaint (1976)	2825 A	Anfibolita Arquía	N 1101998 E 833124	Hornblenda	K-Ar	110 ± 5
Toussaint et al. (1978)	UNM 2928	Esquisto de Sabaletas	N 1155290 E 920006	Roca total	K-Ar	127 ± 5
Brook (1984)	MO 585	Complejo el Rosario	N 966739 E 815576	Hornblenda	K-Ar	107 ± 10
Bustamante (2008)	190B	Complejo Arquía	Barragán (Valle del Cauca)	Esquisto	Ar-Ar	120.7 ± 0.3
Gonzáles (2010)	ER-091R	Anfibolitas del Rosario	N 895074 E 776092	Hornblenda	Ar-Ar	213.3 ± 1.1
Gonzáles (2010)	JM-044R	Neis de Chinchiná	N 1043483 E 833205	Biotita	Ar-Ar	191.5 ± 0.63
Villagómez y Spikings (2013)	DV89A	Complejo Arquía	N 964530 E 809920	Hornblenda	Ar-Ar	117.2 ± 9.4
	DV89B	Complejo Arquía	N 964530 E 809921	Hornblenda	Ar-Ar	112.0 ± 3.7
García et al. (2017)	ARQ359	Complejo Arquía	Pijao-Génova (Quindío)	Granate-Eclogita	Hf-Lu	128.7 ± 3.5

cambio en el ángulo de subducción de tipo Marianas a tipo Andino (Cardona et al. 2020), seguido de una colisión de la corteza oceánica de la Provincia Caribe o “*Caribbean Large Igneous Province*” con la margen continental de Sudamérica, lo cual provocó la deformación y exhumación de las rocas del Complejo Quebradagrande y Arquía (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo 2003, Villagómez y Spikings 2013, Zapata et al. 2018, León et al. 2019, Cardona et al. 2020). Los protolitos del Complejo Arquía, corresponden a rocas oceánicas formadas durante el Mesozoico (Triásico-Jurásico).

La fase de superficie metamórfica S_n se interpreta como el resultado de las fases tempranas del metamorfismo por en-

terramiento y a su vez la evolución del metamorfismo regional presenta una etapa con condiciones máximas de presión y temperatura, y la generación de la superficie metamórfica principal S_{n+1} . Esta superficie metamórfica, producida durante el Cretácico temprano y la foliación desarrollada, están ligadas a un enterramiento caracterizado por un metamorfismo progrado.

El límite Jurásico – Cretácico se caracteriza por la existencia de un arco de islas incipiente, producto de la subducción de dos placas oceánicas. Al este, el basamento continental es separado por una margen pasiva de la corteza oceánica subducida (Pindell y Kennan 2009, Ibarra 2017) (Fig. 15 a).

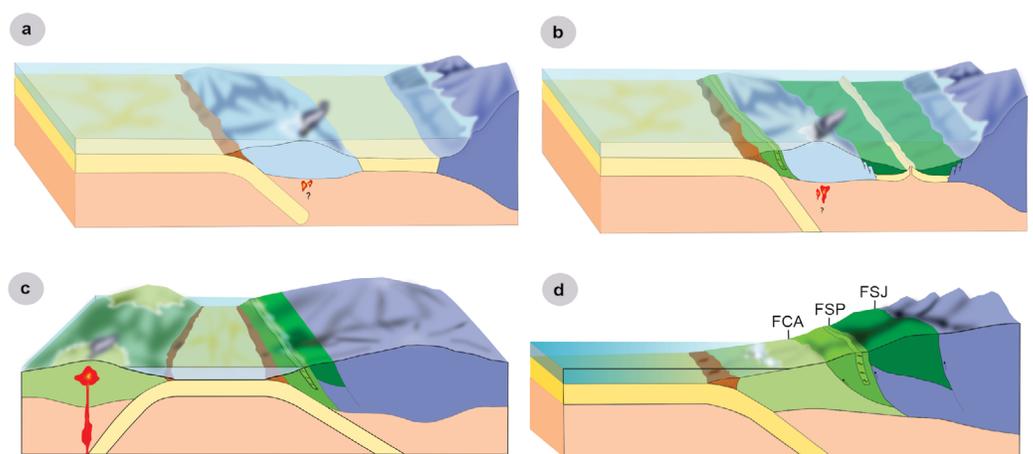


Figura 15. Modelo de evolución geológica y tectónica para los Esquistos de Lisboa Palestina del Complejo Arquía: a) Limite Jurásico – Cretácico; b) Cretácico Temprano; c) Cretácico Tardío; d) Limite Cretácico Tardío- Paleoceno.



Posteriormente, producto de la extensión y apertura del proto-caribe en el Cretácico Inferior se desarrolla una dorsal oceánica entre el arco de islas y el basamento, generado entonces una cuenca trasarco (Moreno y Pardo 2003, Pindell y Kennan 2009, Villagómez et al. 2011) (Fig. 15 b).

El Cretácico Tardío se caracterizó por un evento compresivo donde fue cerrada la antigua cuenca del Cretácico Inferior (e.g. Zapata et al. 2018). El cierre de esta cuenca en el Cretácico Superior sugiere que la cinemática de las placas cambio a escala regional, donde la subducción pasa de ser estilo Marianas a estilo Andino como lo indican escenarios tectónicos coetáneos a lo largo del margen sudamericano, producto de la apertura del Atlántico en el Cretácico Temprano (Cardona et al. 2020).

Este evento compresivo acrecionó el arco volcánico en la margen continental, figurando cambios y modificaciones en el arco, donde ahora hace parte y está representado por el Complejo Arquía y Quebradagrande. Debido a estos procesos tectónicos, la zona de antearco ahora está representada por las rocas metamórficas del Complejo Arquía desarrolladas en el Cretácico Temprano, y parte de la antigua zona trasarco corresponde a la mezcla tectónica de rocas que constituyen el Complejo Quebradagrande, que se evidencian por la presencia de cabalgamientos de rocas sedimentarias, volcánicas básicas y ultrabásicas sobre el basamento metamórfico de la Cordillera Central (Moreno y Pardo 2003) (Fig. 15 c). Como evento final, el límite Cretácico Tardío- Paleoceno, se caracterizó por una colisión entre la “*Caribbean Large Igneous Province*” y el margen continental sudamericano, la cual deformó y exhumó las rocas de los Complejos Quebradagrande y Arquía (e.g. Villagómez y Spikings 2013, León et al. 2019) (Fig. 15 d).

De manera general, el Complejo Arquía se interpreta como el resultado de una subducción-colisión de rocas oceánicas durante el Cretácico Temprano. Al este del complejo se situaba la cuenca marginal que dio origen al Complejo Quebradagrande. Tanto el Complejo Arquía como el Complejo Quebradagrande fueron afectados por eventos compresivos en el Cretácico Superior por el cambio en el ángulo de subducción, y por procesos tectónicos posteriores como producto de la colisión de la corteza oceánica de la Provincia Ígnea del Caribe con la margen noroccidental de Suramérica (Cretácico Tardío - Paleógeno), que exhumaron y deformaron estos dos complejos contra el margen continental (principalmente el Complejo Arquía).

CONCLUSIONES

El Complejo Arquía, tal como se presenta en el sector de

estudio, se originó por el metamorfismo de una corteza oceánica durante el Cretácico Temprano. La unidad de esquistos verdes y grafiticos presenta dos superficies de metamorfismo S_n y S_{n+1} seguidos por un evento de deformación D_{n+2} y una deformación dúctil sobreimpuesta. Los protolitos de las rocas estudiadas corresponden a rocas básicas de afinidad N-MORB que se generan en dorsal medio oceánica a partir de una fuente empobrecida, y sedimentitas en donde se incluyen materiales volcánicos y lodos, depositados sobre un basamento oceánico durante el Cretácico Temprano. Las edades más antiguas corresponden a la de los protolitos que incluyen rocas de fondo oceánico de edades triásicas a jurásicas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos plenamente a la Universidad de Caldas y vicerrectoría de Investigaciones y Posgrados por permitir la realización de este trabajo. Sin este apoyo no hubiera sido posible adelantar el trabajo de campo y analítico para la elaboración de este trabajo. A los evaluadores.

REFERENCIAS

- Alcárcel, F.A. y Gómez, J. 2019. Mapa Geológico de Colombia 2019, escala 1:2 000 000. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- Becerra-Prada, J.P. y Molina-Guevara, M.A. 2013. Petrografía del Complejo Arquía y rocas asociadas en la franja de Córdoba-Pijao-Génova (Quindío, Colombia). Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander (inédita), 90 p., Bucaramanga.
- Blenkinsop, T.G. 2000. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Elsevier, 133 p., New York.
- Brook, M. 1984. New radiometric age data from SW Colombia. INGEOMINAS - Misión Británica, Reporte No. 10, 34 p., Cali.
- Bucher, K. y Grapes, R. 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, 8th Edition, 428 p., Berlin.
- Bustamante, A. 2008. Geotermobarometría, geoquímica, geocronología e evolução tectônica das rochas da fácies xisto azul da Colômbia nas áreas de Jambalo (Cauca) e Barragan (Valle del Cauca). Tesis doctoral, Universidade de São Paulo (inédito), 242 p., São Paulo.
- Cardona, A., León, S., Jaramillo, J.S., Valencia, V., Zapata, S., Pardo-Trujillo, A., Schmitt, A.K., Mejía, D. y Arenas, J.C. 2020. Cretaceous record from a Mariana- to an Andean-type margin in the Central Cordillera of the Colombian Andes, En: Gómez, J., Pinilla-Pachon, A.O. (eds), Servicio Geológico Colombiano, The Geology of Colombia 2, 335–373, Bogotá.
- Dorado, C.E. y Ortiz G.W. 2006. Petrografía y Geoquímica del Complejo Arquía al Occidente de la ciudad de Manizales, entre los sectores de

- la hacienda el Algarrobo y el río Chinchiná. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas (inédita), 136 p., Manizales.
- Estrada, J., Viana, R. y González, H. 2001. Geología de la plancha 205 Chinchiná, escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- García-Casco, A., Blanco-Quintero, I.F., Ruiz-Jiménez, E.C., Toro-Toro, L.M., Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A.J. y Vinasco-Vallejo, C.J. 2011. Thermobarometry of amphibolites from the Arquíá Complex (Central Colombia): Geodynamic implications. 14° Congreso Latinoamericano de Geología y 13° Congreso Colombiano de Geología, Geología Colombiana 36: 13-22, Medellín.
- García-Ramírez, C.A., Ríos-Reyes, C.A., Castellanos-Alarcón, O.M. y Mantilla-Figueroa, L.C. 2017. Petrology, geochemistry and geochronology of the Arquíá Complex's metabasites at the Pijao-Génova sector, Central Cordillera, Colombian Andes. Boletín de Geología 39(19): 105-126.
- Giraldo, M.I. 2010. Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas (inédita), 146 p., Medellín.
- González, I.H. 1976. Geología del Cuadrángulo J-8 (Sonsón). INGEOMINAS, Informe 1704: 421 p., Medellín.
- González, H. 2010. Geoquímica, Geocronología de las unidades litológicas asociadas al Sistema de Fallas Cauca Romeral, sector centro-sur. INGEOMINAS 1: 423 p., Medellín.
- Grosse, E. 1926. Estudio geológico del terciario carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaoyal. Dietrich Reimer, 374 p., Berlín.
- Hincapié, G. y Moreno, M. 2001. Comparación entre las fases deformativas presentes en las metamorfitas del Complejo Cajamarca y en las metamorfitas del Complejo Arquía, en el Departamento de Caldas. 8° Congreso Colombiano de Geología, Manizales, Colombia. Sociedad Colombiana de Geología, 12 p., Manizales.
- Ibarra-Bustos, P.D. 2017. Petrografía de los Esquistos Azules de San José de Albán - Nariño. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inédita), 87 p., Manizales.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glosary of terms. Blackwell Scientific Publications, 2nd Edition, 196 p., Oxford.
- León, S., Cardona, A., Mejía, D., Botello, G.E., Villa, V., Collo, G., Valencia, V., Zapata, S. y Avellaneda-Jiménez, D.S. 2019. Source area evolution and thermal record of an Early Cretaceous back-arc basin along the northwesternmost Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences 94: 1-16.
- Marín-Mejía, A.M. 2009. Consideraciones estructurales, petrográficas y geoquímicas de las rocas metamórficas del Complejo Arquía en el sector comprendido entre La Pintada y La Felisa. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de Colombia (inédita), Medellín.
- Maya, M. y González, H. 1995. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. INGEOMINAS, Boletín Geológico 35: 43-57.
- McDonough, W. F. y Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120(3-4): 223-253.
- Moreno-Sánchez, M. y Pardo-Trujillo, A. 2003. Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean Plate. En: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blic-kwede, J. (eds), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydro-carbon habitats, basin formation, and plate tectonics. The American Association of Petroleum Geologists, 70: 891-924, Tulsa.
- Mosquera, D. 1978. Geología del cuadrángulo K-8, Manizales. INGEOMINAS, Informe 1763, 77 p., Bogotá.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38(5): 757-775.
- Nivia, A., Marriner, G.F., Kerr, A.C. y Tarney, J. 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences 21(4): 423-436.
- Nelson, H.W. 1957. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. Leidse Geologische Mededelingen 22: 1-76.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J. 2005. Microtectonics. Springer, 2nd Edition, 353 p., Berlin.
- Pearce, J. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100(1-4): 14-48.
- Pindell, J. L. y Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. Geological Society of London, Special Publications 328(1): 1-55.
- Restrepo, J. y Toussaint, J. 1976. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. Publicación Especial Geológica No. 6, Universidad Nacional de Colombia (inédita), 1-15 p., Medellín.
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F. 1979. Algunas consideraciones sobre la evolución estructural de los Andes Colombianos. Publicación Especial Geológica No. 20, Universidad Nacional de Colombia (inédita), 1-14 p., Medellín.
- Ríos-Reyes, C., Castellanos, O., Ríos-Escobar, V. y Gómez-Maya, C. 2008. Una contribución al estudio de la evolución tectono-metamórfica de las rocas de alta presión del Complejo Arquía, Cordillera Central, Andes Colombianos. Revista Geología Colombiana 33: 3-22.
- Rodríguez, G. y Arango, M. I. 2013. Reinterpretación geoquímica y radiométrica de las metabasitas del Complejo Arquía. Boletín de geología 35(2): 65-81.
- Ruiz-Jiménez, E.C., Blanco-Quintero, I.F., Toro-Toro, L. M., Moreno-Sánchez, M., Vinasco, C.J., García-Casco, A., Morata, D. y Gómez-Cruz, A. 2012. Geochemistry and petrology of the metabasites of the Arquíá Complex (Santa Fe de Antioquia and Arquía Creek). Boletín Ciencias la Tierra 32: 65-80.
- Sánchez, L. 1988. Nuevos aspectos petrológicos del Grupo Arquía. Uni-

- versidad de Caldas, Departamento de Ciencia Geológicas, Publicación especial 2, Manizales.
- Sánchez, J. 2005. Cartografía geológica a escala 1:10.000 y análisis estratigráfico preliminar en un sector de la parte media de la cuenca del río Chinchiná (Caldas). Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inédita), Manizales.
- Sánchez, V., García, C. y Guzmán, C. 2012. Aspectos petrográficos, diagénéticos y de procedencia tectónica de las unidades aflorantes en la Cuenca neógena de Palestina, Caldas. Edición X Semana Técnica de Geología e Ingeniería Geológica. 37 (1): 6-7, Bogotá.
- Shervais, J. W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59(1): 101-118.
- Sun, S. S., McDonough y W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publications* 42(1): 313-345.
- Timms, N. E., Pearce, M. A., Erickson, T. M., Cavosie, A. J., Rae, A. S. P. y Morgan, J. V. 2019. New shock microstructures in titanite (CaTiSiO₅) from the peak ring of the Chicxulub impact structure, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 174(5): 1-23.
- Toussaint, J.F., González, H., Restrepo, J.J. y Linares, E. 1978. Edad K-Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Publicación Especial Geológica No. 14*, Universidad Nacional de Colombia (inédita), 63-69 p., Medellín.
- Toussaint, J.F. 1996. Evolución geológica de Colombia durante el Cretácico. *Publicación Especial Geológica*, Universidad Nacional de Colombia (inédita), 104-131 p., Medellín.
- Valencia-Morales, Y. T. 2010. Petrografía detallada de las rocas del Complejo Arquía en los límites entre los departamentos de Antioquia y Caldas. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inédita), 90 p., Manizales.
- Van Staal, C. R., Currie, K. L., Rowbotham, G., Rogers, N. y Goodfellow, W. 2008. Pressure-temperature paths and exhumation of Late Ordovician-Early Silurian blueschists and associated metamorphic nappes of the Salinic Brunswick subduction complex, northern Appalachians. *Geological Society of America, Bulletin* 120(11-12): 1455-1477.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. y Beltrán, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos* 125(3-): 875-896.
- Villagómez, D. y Spikings, R. 2013. Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the northern Andes. *Lithos* 160-161: 228-249.
- Whitney, D. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J. S., Patiño, A., Valencia, V., Leon, S., Mejía, D., Pardo-Trujillo, A. y Castañeda, J. P. 2018. Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research* 66: 207-226.