

ANÁLISIS CINEMÁTICO Y DEFORMATIVO DE LOS METAGABROS DEL RÍO OLIVARES SECTOR NNW DE MANIZALES (CALDAS)

Gustavo Hincapié Jaramillo¹, Luz Mary Toro Toro¹ y César Augusto Ossa Meza¹

RESUMEN

Los Metagabros del Río Olivares (Toro et al., 2010) constituyen unidad en las márgenes del Río Olivares, sector NNW de la ciudad de Manizales. Los minerales primarios que constituyen esta unidad son plagioclasa cálcica y clinopiroxenos. Esta unidad presenta zonas de cizalla dúctiles en las que se forman rocas de la serie de las milonitas, a las que se superponen zonas de cizalla frágiles con desarrollo de rocas de la serie de las cataclasitas. En las milonitas se hallan porfiroclastos de piroxenos y plagioclasas, con colas asimétricas que indican cizalla dextral. También hay desarrollo de venas de pseudotaquilitas las cuales podrían indicar paleosismos. La plagioclasa exhibe microestructuras de deformación dúctil tales como cristales maclados flexionados, extinción ondulatoria de barrido, estructuras núcleo–manto y recristalización dinámica por migración de bordes de grano. Este mineral también presenta microestructuras de deformación frágil como son microfracturas, microfallas y maclas de deformación. Los clinopiroxenos presentan extinción a parches y extinción ondulatoria de barrido como microestructuras dúctiles, y microfracturas como microestructuras frágiles. Los movimientos dextrales, a nivel mesoscópico y microscópico; y la forma de presentación de las zonas de cizalla indican partición de la deformación; lo anterior se explicaría mediante una colisión oblicua dextral de placas.

Palabras claves: Manizales, metagabros, deformación, pseudotaquilitas.

ABSTRACT

The Metagabbro of Río Olivares (Toro et al., 2010), is a lithological unit located on the Río Olivares shore, NNW sector of the Manizales city. The primary minerals belonging to this unit are calcic plagioclase and clinopyroxene. This unit has ductile shear zones in which mylonites series are formed, brittle shear zones with development of rocks of the cataclasites series are superimposed to the previous one. In the mylonites there are pyroxene, and plagioclases porphyroclasts, with asymmetrical tails that indicate dextral shear. Also, pseudotachylites veins are developed, that indicate paleo earthquakes. Plagioclases have microstructures of ductile deformation such as flexed twinned crystals, sweeping undulatory extinction, core–mantle structures and dynamic recrystallization by grain boundary migration. This mineral also has brittle microstructures such as microfractures, microfaults and deformation twins. The clinopyroxenes show patches and sweeping undulatory extinction like ductile microstructures and microfractures as fragile microstructures. Mesoscopic and microscopic dextral movements and the shape of the shear zones indicate partitioning of the deformation. The above could be explained by a dextral oblique collision of plates.

Key words: Manizales, metagabbros, deformation, pseudotachylites.

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, calle 65 No.26–10, Manizales, Colombia. gustavo.hincapie@ucaldas.edu.co, luz.toro@ucaldas.edu.co, ceossa@ucaldas.edu.co

INTRODUCCIÓN

En el flanco Occidental de la Cordillera Central afloran varios cuerpos de gabros en contacto fallado, a manera de escamas, entre las rocas del Sector Occidental del Complejo Quebradagrande (SOCQ). Varios cuerpos de gabros han sido considerados por Álvarez (1995) como parte de una ofiolita desmembrada; y por Nivia et al. (1996) como la parte inferior de los complejos ofiolíticos desarrollados por formación de piso oceánico durante la apertura de una cuenca intracratónica. Dentro de estos cuerpos se halla la unidad denominada como Metagabros del Río Olivares (MGRO) por Toro et al. (2010 en esta edición). Este cuerpo presenta una serie de zonas de deformación tanto dúctiles como frágiles, que poseen diferencias en los mecanismos de deformación operantes a nivel microscópico.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los Metagabros del Río Olivares fueron definidos por Toro et al. (2010 en esta edición), como una nueva unidad en las márgenes de dicho río. Estas rocas presentan sus mejores afloramientos en las márgenes del río Olivares, barrio Los Cedros, sectores cercanos al Hospital Geriátrico de Caldas y en menor cantidad como escamas de dimensiones centimétricas en la vía principal Manizales–Neira (Figura 1). Esta unidad se caracteriza por tener tamaño de grano que varía de fino a grueso. La paragénesis mineral está representada por minerales primarios y secundarios, siendo los primeros los más abundantes. Los minerales primarios son 40–60% de plagioclasa cálcica y 30–50% de clinopiroxenos.

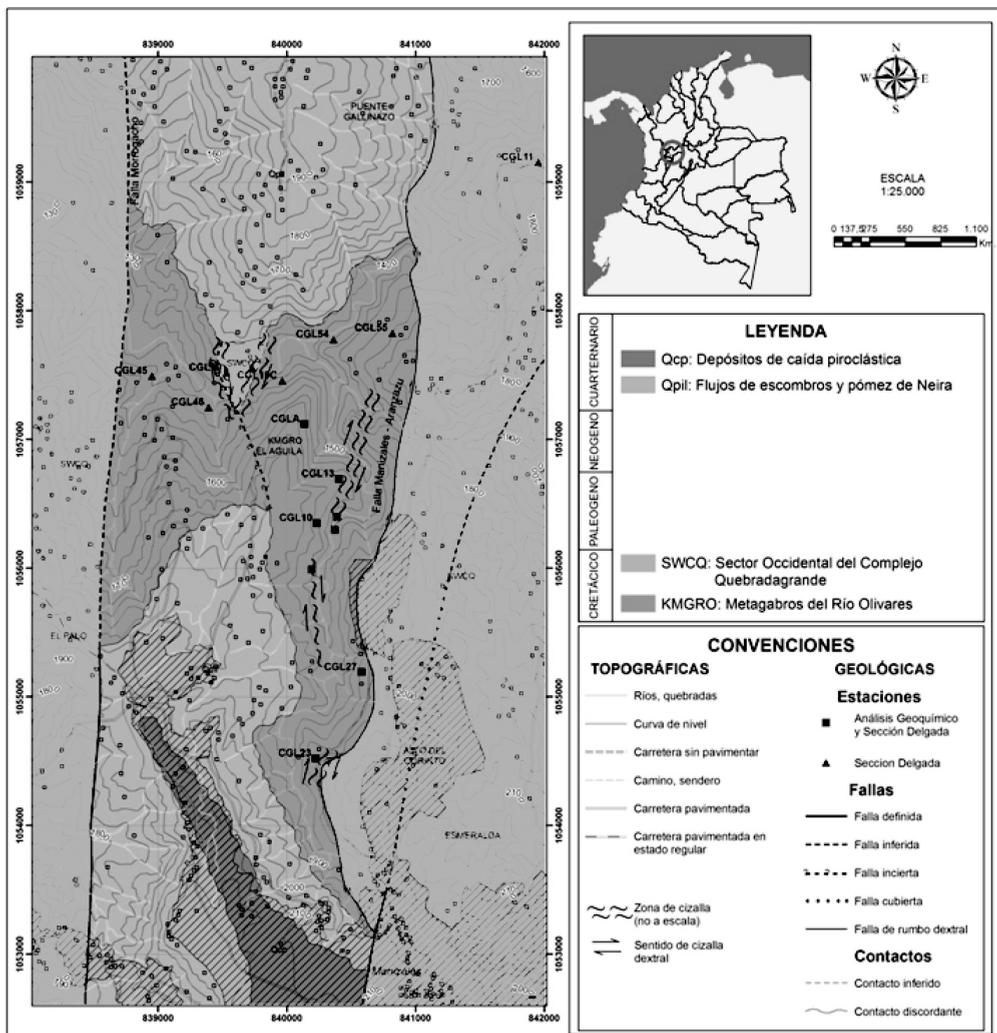


FIGURA 1. Mapa Geológico (tomado y modificado de González, 2001) y de ubicación del área y de las localidades muestreadas.

Los metagabros evidencian procesos de metamorfismo de fondo oceánico y/o enterramiento, los cuales provocaron el reemplazamiento de los minerales primarios tales como: máficos por anfíboles aciculares del tipo actinolita, y las plagioclasas por epidotas, cloritas y carbonatos. La asociación de minerales secundarios más comunes se presenta como: clorita+epidota+actinolita+titanita=cuarzo;, sin embargo, pudieron estar sometidos a otros tipos de metamorfismo como termal asociado al cierre de la cuenca marginal y orogénesis Andina. Las rocas se metamorizaron bajo presiones y temperaturas definidas por las facies Esquistos Verdes ($P > 3 \text{ Kb}$ y T entre 200 y 300°C; Vernon y Clarke, 2008).

Las características principales de los minerales son presentadas en Toro et al. (en esta edición). Esta unidad presenta una serie de zonas de cizalla dúctiles y frágiles, y venas de pseudotaquilita.

METODOLOGÍA

Inicialmente se hizo una revisión cartográfica a escala 1:25000 con el fin de verificar y/o determinar la extensión de la unidad de metagabros, medición de elementos estructurales mesoscópicos, y simultáneamente se realizó el muestreo de rocas con estaciones georeferenciadas, para las rocas presentes en las zonas de deformación las muestras se tomaron orientadas, se elaboraron 15 secciones delgadas también orientadas, el corte analizado en cada caso es perpendicular a la foliación milonítica y paralelo a la lineación de alargamiento de minerales, corte XZ del elipsoide de deformación. Para el análisis de las rocas correspondientes a las zonas de deformación (rocas de falla) se siguió el esquema de clasificación de Sibson (1977). La cinemática de las zonas de deformación y los mecanismos microscópicos de la deformación se llevaron a cabo mediante la utilización de un microscopio petrográfico convencional. Los indicadores cinemáticos posibilitaron reconstruir los movimientos ocurridos en la zona, y los mecanismos de deformación permitieron estimar las temperaturas a la cuales ocurrió la deformación e indirectamente las profundidades de la misma.

ANÁLISIS DE LAS ZONAS DE DEFORMACIÓN

En los MGRO es posible hallar tanto zonas de cizalla *dúctiles como frágiles*, así como bandas de pseudotaquilitas. Las zonas de cizalla frágiles cortan a las zonas dúctiles.

Las zonas de cizalla dúctiles tienen rumbos cercanos a N-S con buzamientos fuertes hacia el este, con espesores hasta de 50 cm. (Figura 2). En estas zonas de cizalla se desarrollaron protomilonitas y milonitas, los porfiroclastos son de piroxenos y plagioclasas rodeados por una matriz de los mismos minerales (Figura 3). A nivel mesoscópico es posible ver porfiroclastos de la roca metagabroica hasta de 5 cm. de longitud, los cuales presentan colas asimétricas, que permiten deducir un movimiento dextral. A nivel microscópico, los porfiroclastos también presentan colas asimétricas las cuales son generadas por movimientos dextrales (Figura 3), la foliación milonítica tiene disposición promedio N-S/80°E, mientras que la lineación se dispone N-S/sub-horizontal; al colocar los cortes de las secciones delgadas en posición de campo se puede determinar que el movimiento es esencialmente transcurrente dextral.



FIGURA 2. Zona de cizalla dúctil en la que una escama de los MGRO es puesta en contacto con rocas del Complejo Quebradagrande. Carretera Neira-Manizales, sitio Hacienda El Águila.

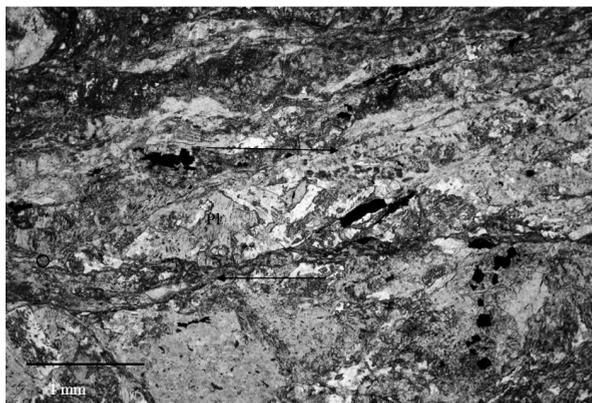


FIGURA 3. Porfiroclasto de plagioclasa (PI) alterada a clorita y epidota, con colas asimétricas que indican un sentido de cizalla dextral (mostrado por las flechas blancas). Corte perpendicular a la foliación milonítica y paralelo a la lineación de estiramiento. Nicoles paralelos, muestra GO-10E.

En las zonas de cizalla frágiles se generan protocataclasitas, cataclasitas y ultracataclasitas (Figuras 4). Microscópicamente, en algunas zonas de cizalla se pueden ver bordes transicionales entre los metagabros no afectados por cataclasis hasta ultracataclasitas derivadas de los metagabros (Figura 4). No fue posible determinar la cinemática de las zonas de cizalla frágiles.

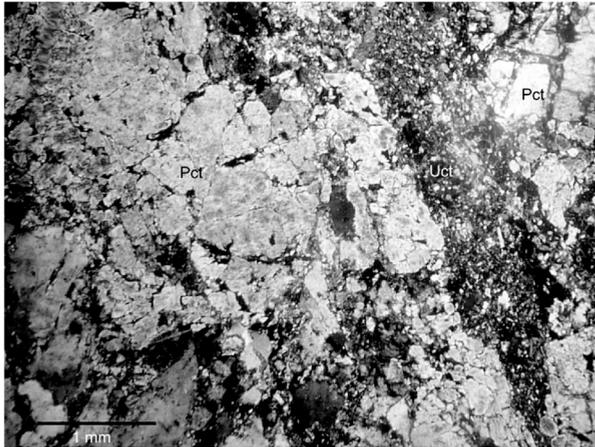


FIGURA 4. Desarrollo de cataclasis. Hacia la parte izquierda se aprecia parte de los MGRO sin cataclasis, hacia las partes central y derecha aumenta la cataclasis con el desarrollo de protocataclasitas (Pct), y cerca de la parte derecha hay desarrollo de ultracataclasitas (Uct) por mayor aumento de cataclasis. Nícoles cruzados, muestra GO-10C.

PSEUDOTAQUILITAS

Las pseudotaquilas son rocas que se generan por fusión parcial de pequeños volúmenes de roca, por consecuencia de calor friccional generado por movimientos a velocidades sísmicas dentro de una falla. Los fundidos friccionales constituyen indicadores microestructurales seguros de sismicidad sobre fallas antiguas (Snoke et al., 1998). Las pseudotaquilas no tienen una profundidad específica para su formación, aunque la mayoría de ellas parece haberse generado a profundidades entre 10–15 Km. (Snoke et al, 1998).

Dentro de los MGRO se hallan una serie de venas de pseudotaquilas íntimamente asociadas con ultracataclasitas (Figura 5), asociación muy común en ejemplos a nivel mundial. Los espesores son milimétricos y algunas de las venas se ubican sobre superficies de deslizamiento constituyendo superficies generatrices, otras se inyectan hacia la roca encajante formando venas de inyección (Figura 5).

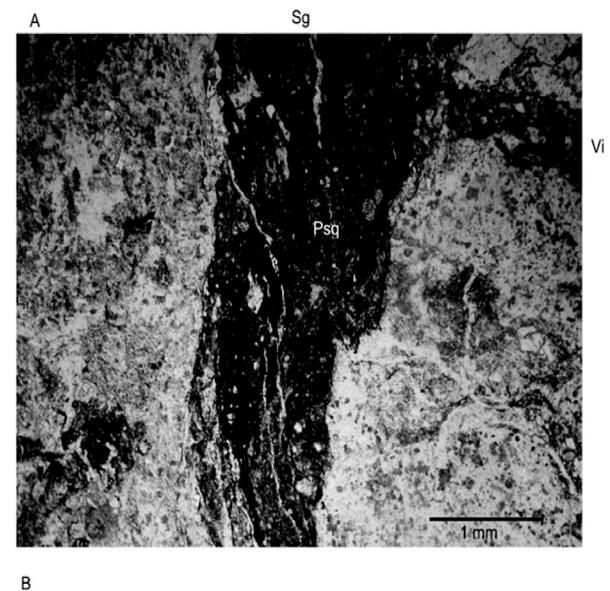
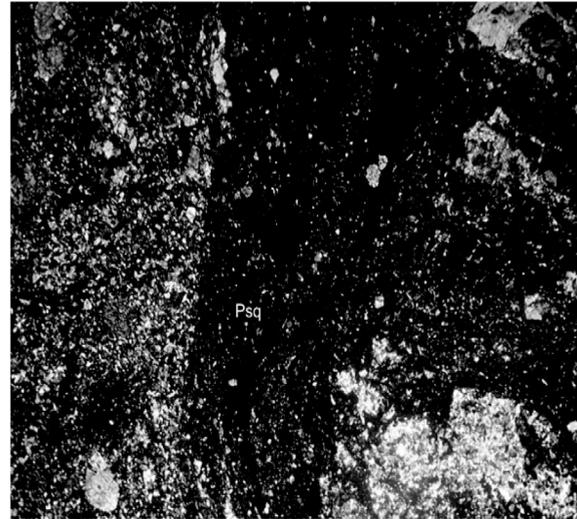


FIGURA 5. Vena de pseudotaquilita (Psq) íntimamente asociada con ultracataclasitas (Uct). En la parte central hay una vena de cataclasita correspondiente a una superficie generatriz (Sg), hacia la parte superior derecha se deriva una vena de inyección (Vi). A. Nícoles cruzados. B. Nícoles paralelos. Muestra GO-10C

A nivel microscópico, las venas se caracterizan por tener un color de café oscuro a negro en nicoles paralelos, mientras que en nicoles cruzados son de color negro; se presentan como una masa “vítrea” dentro de la cual se hallan clastos de la roca caja, los cuales tienen formas desde angulosas, pasando por subredondeadas y hasta redondeadas, con diferentes tamaños (Figura 5 y 6). Algunos de estos clastos presentan bahías por la corrosión sufrida por acción del fundido friccional (Figura 6). Dentro de la masa vítrea también se encuentran microlitos de piroxenos, cuyos tamaños hasta 0,1 mm. (Figura 6).

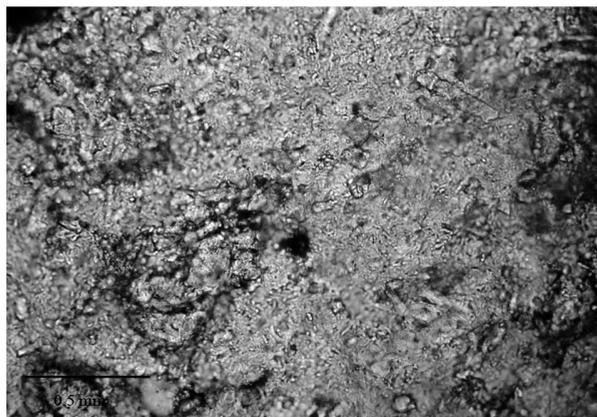


FIGURA 6. Microfotografía de la masa vítrea de la vena de Pseudotaquilita. Se observan clastos de diferentes tamaños, y varios tipos de redondez. Algunos clastos presentan bahías. También hay microlitos de piroxenos. Nícoles paralelos. Muestra GO-10C.

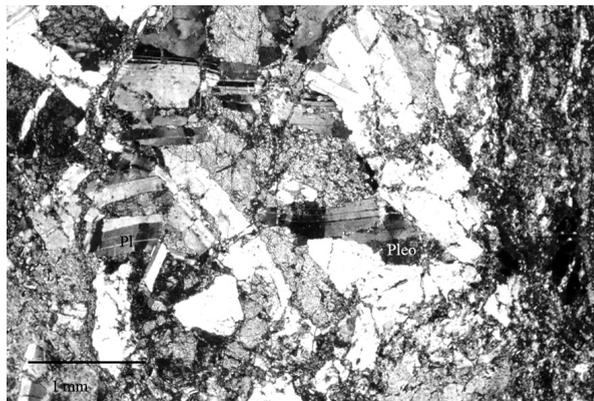


FIGURA 7. Microestructuras de deformación presentes en la plagioclasa (Pl). En la imagen se observa un cristal de plagioclasa (Pl) con macla de albita, el cual se encuentra flexionado, la plagioclasa muestra extinción ondulatoria de barrido (Pleo). Nícoles cruzados. Muestra GO-10C.

MICROESTRUCTURAS Y MECANISMOS MICROSCÓPICOS DE DEFORMACIÓN

Para el análisis de la deformación a nivel microscópico se analizaron los minerales como las plagioclasas y los clinopiroxenos.

La plagioclasa se presenta en forma de granos anhedrales a subhedrales con bordes irregulares y algunos de estos granos se encuentran saussuritizados. Las microestructuras de deformación corresponden a cristales maclados flexionados (kinking), extinción ondulatoria de barrido (Figura 7), estructuras núcleo-manto las cuales corresponden a mecanismos de deformación que involucran plasticidad cristalina (Blenkinsop, 2000); en la plagioclasa se da migración de bordes de grano como consecuencia de recristalización dinámica (Figura 8). De igual forma se pudo observar el desarrollo de pertirtas.

Las microestructuras generadas dentro del campo frágil en la plagioclasa, por efecto de cataclasis, son: varios tipos de microfracturas (Figura 9), microfallas y maclas de deformación (Figura 8). Las microfracturas halladas corresponden a microfracturas intragranulares, intergranulares y transgranulares (Figura 9).

El clinopiroxeno es anhedral a subhedral, en cristales pequeños a medianos, de incoloro a verde muy claro (Toro et al., 2010 en esta edición). Los mecanismos de deformación dúctiles encontrados en este mineral corresponden básicamente a extinción a parches y extinción ondulatoria de barrido (Figura 10).



FIGURA 8. Cristales de plagioclase con recristalización dinámica por migración de borde de granos (Mbg) y algunos cristales con extinción ondulatoria de barrido (Eob). En la parte central de la imagen se presenta un cristal de plagioclase microfallado y con macla de deformación. Nícoles cruzados. Muestra GO-10C.

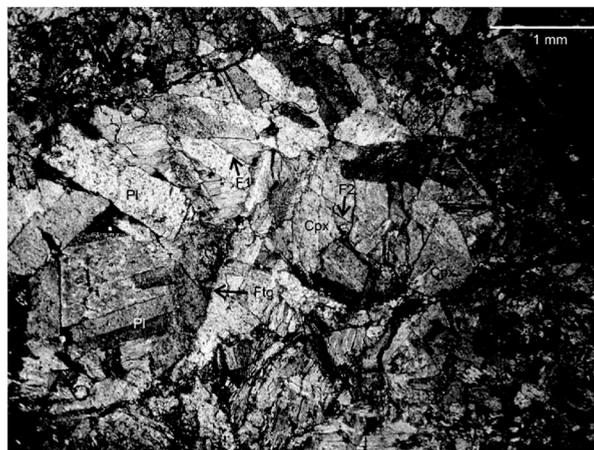


FIGURA 9. Cristales de plagioclase (Pl) y clinopiroxeno (Cpx) con cataclasis. Se presentan fracturas transgranulares (Ftg), intergranulares (F1) e intragranulares (F2) tanto en la plagioclase como en el clinopiroxeno. Nícoles cruzados. Muestra GO-19B.

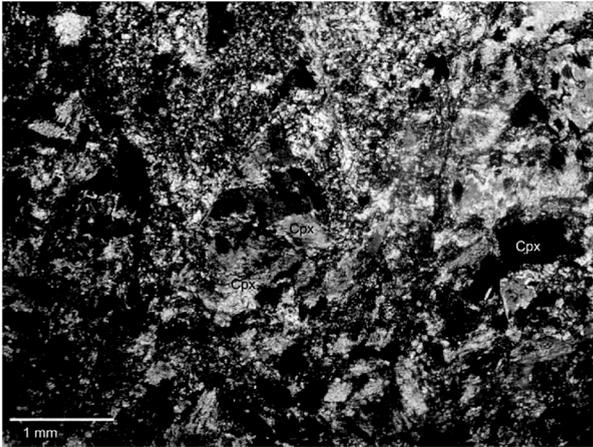


FIGURA 10. Granos de clinopiroxeno (Cpx) los cuales muestran extinción ondulatoria de barrido. Nícoles cruzados. Muestra GO-46A.

Los mecanismos de deformación frágil para los clinopiroxenos son microfrazas intergranulares, intragranulares y transgranulares, como en el caso de la plagioclasa (Figura 9). En varios granos, tanto de plagioclasa como de clinopiroxeno, es posible observar como las microestructuras producto de deformación dúctil son cortadas por las microestructuras resultantes de deformación frágil (Figura 7 Y 8).

DISCUSIÓN

Mediante el análisis de microestructuras asociadas a mecanismos microscópicos de deformación de los minerales presentes en una roca, se pueden deducir temperaturas estimadas a las cuales ocurrió un evento deformativo en particular. Una vez conocidas estas temperaturas se pueden estimar las profundidades a las cuales se desarrolló la deformación.

Las microestructuras dúctiles presentes en la plagioclasa de los MGRO permiten deducir una deformación que ocurrió a una temperatura por encima de los 500°C (Passchier and Trouw, 1996). Las microestructuras frágiles presentes en la plagioclasa muestran temperaturas de deformación inferiores a los 450°C, temperatura por debajo de la cual dicho mineral se deforma frágilmente.

Para el caso del clinopiroxeno, las microestructuras dúctiles reflejan un régimen de deformación correspondiente a temperaturas cercanas a 700°C (He et al., 2002), pero hay que considerar que las temperaturas de inicio de la deformación plástica de los piroxenos son sensiblemente más altas que para el

caso de la plagioclasas. Las microfrazas frágiles del piroxeno son parecidas a las de la plagioclasa. El conocimiento acerca de los mecanismos de deformación para los piroxenos es menos desarrollado que para la deformación de la plagioclasa.

La plasticidad de los feldespatos se inicia alrededor de los 450°C; por debajo de esta temperatura, el feldespato tiene un comportamiento frágil. Teniendo en cuenta las rocas de falla encontradas en las zonas de deformación del MGRO se tiene que las rocas de la serie de las milonitas se forman en el régimen casi plástico a temperaturas superiores a 500°C, (probablemente cercanas a 700°C, según las microestructuras de deformación presentes en los piroxenos) mientras que la cataclisis se genera a temperaturas inferiores a 450°C, para el caso de los feldespatos. De acuerdo con lo anterior, se puede plantear que los MGRO se deformaron dúctilmente a unas profundidades cercanas a los 22 km. (en un ambiente con un gradiente geotérmico normal), generando milonitas, y posteriormente las rocas debieron haber sido levantadas a unas profundidades menores donde se formaron las rocas cataclásticas, el levantamiento debió proseguir hasta que las rocas alcanzaron los niveles actuales. No se tienen datos acerca de las edades de los procesos de deformación, por lo que no es posible proporcionar información acerca de las tasas de exhumación ocurridas en la zona.

Estas deducciones de profundidades de deformación están de acuerdo con las temperaturas y profundidades deducidas a partir de las microestructuras de deformación de los minerales analizados; y con las relaciones de sobreimposición de microestructuras frágiles sobre las dúctiles.

De acuerdo con los modelos de evolución para el Caribe propuestos por Kennan y Pindell (2009), se plantea una colisión oblicua entre la paleo Placa Caribe y el borde noroccidental de la Placa Suramericana. Las colisiones oblicuas conllevan a transpresión que para el caso del paleoborde Occidental de Colombia es de tipo dextral, esto genera una combinación de acortamiento y cizalla dextral. Las estructuras desarrolladas en las zonas de deformación dúctil del MGRO indican un sentido de movimiento dextral, tanto a nivel mesoscópico como microscópico, lo cual apoya lo planteado por Kennan y Pindell (2009).

La transpresión también da lugar a partición de la deformación, lo cual consiste en la concentración de la deformación por cizalla en bandas, que separan bloques con poca o sin deformación por cizalla. Para el caso de los MGRO la partición de la deformación se manifiesta

en el desarrollo de bandas de deformación dúctil con movimientos de cizalla dextral, con generación de rocas de la serie de las milonitas. La foliación milonítica tiene disposición promedio N-S/80°E, mientras que la lineación se dispone N-S/sub-horizonta; al colocar los cortes de las secciones delgadas en posición de campo se puede determinar que el movimiento es esencialmente transcurrente dextral.

Estos movimientos dextrales y la partición de la deformación son los procesos que probablemente contribuyeron a la desmembración de los complejos ofiolíticos acrecionados en esta parte de la Cordillera Central y a la generación de escamas tectónicas del basamento (MGRO) dentro de las rocas de la parte del Sector Occidental del Complejo Quebradagrande.

CONCLUSIONES

Los Metagabros del Río Olivares (sensu Toro et al., 2010 en esta edición) está compuesto principalmente por plagioclasa cálcica y clinopiroxenos como minerales primarios. Es una unidad que ha sufrido al menos dos eventos deformativos, uno en el dominio dúctil manifestado por la presencia de rocas de la serie de las milonitas, y otro evento, más nuevo, en el dominio frágil, donde se formaron rocas de la serie de las cataclasitas. Tanto las milonitas como las cataclasitas se presentan en bandas de espesores centimétricos a métricos.

Las milonitas están caracterizadas por presentar una serie de porfiroclastos rígidos de piroxenos y plagioclasas, rodeados por una matriz dúctil de los mismos minerales. Algunos porfiroclastos presentan colas asimétricas las cuales indican un sentido de cizalla dextral.

Las cataclasitas se analizaron microscópicamente, se caracterizan por presentarse en bandas que hacia la parte central presentan mayor reducción de tamaño formando ultracataclasitas, hacia los bordes se presentan protocataclasitas en las que va disminuyendo progresivamente la deformación hasta la roca no deformada.

Dentro de los Metagabros del Río Olivares se presentan una serie de venas de pseudotaquilas íntimamente asociadas con ultracataclasitas, se presentan como una masa "vítrea" dentro de la cual se hallan clastos de la roca caja y microlitos de piroxenos. Los clastos tienen formas que van de angulosas a redondeadas, con diferentes tamaños; algunos de estos clastos presentan bahías por la corrosión sufrida por acción del fundido friccional.

Las microestructuras de deformación para las plagioclasas corresponden a cristales maclados flexionados (*kinking*), extinción ondulatoria de barrido, estructuras núcleo-manto las cuales corresponden a mecanismos de deformación que involucran plasticidad cristalina; en la plagioclasa se da migración de bordes de grano como consecuencia de recristalización dinámica, todo lo anterior se da para el régimen dúctil y microfrazas, microfrazas y maclas de deformación en el régimen frágil. En los clinopiroxenos se encuentran extinción a parches y extinción ondulatoria de barrido en el régimen dúctil, y microfrazas en el régimen frágil.

Las microestructuras dúctiles presentes en la plagioclasa de los MGRO permiten deducir una deformación que ocurrió a una temperatura por encima de los 500°C (Passchier and Trouw, 1996). Las microestructuras frágiles presentes en la plagioclasa muestran temperaturas de deformación inferiores a los 450°C, temperatura por debajo de la cual éste mineral se deforma frágilmente; con los datos de temperaturas sugeridas por las microestructuras de deformación se puede deducir que los MGRO se deformaron dúctilmente a profundidades cercanas a 22 Km., dando como resultado la formación de milonitas, posteriormente las rocas debieron haber sido levantadas a unas profundidades menores, donde se formaron las rocas cataclásticas y el levantamiento debió proseguir hasta que las rocas alcanzaron los niveles actuales.

Las estructuras desarrolladas en las zonas de deformación dúctil del MGRO indican un sentido de movimiento dextral, tanto a nivel mesoscópico como microscópico; La foliación milonítica tiene disposición promedio N-S/80°E, mientras que la lineación se dispone N-S/sub-horizonta; al colocar los cortes de las secciones delgadas en posición de campo se puede determinar que el movimiento es esencialmente transcurrente dextral; la forma de presentación de estas zonas de cizalla indican partición de la deformación; lo anterior se explicaría mediante una colisión oblicua dextral de placas como lo proponen Pindell y Kennan (2009).

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a la Vicerrectoría de Investigaciones y Posgrados de la Universidad de Caldas, por la financiación de este estudio. De igual forma agradecemos a los geólogos Andrés Felipe Rivera y Juan Carlos López por su compañía y colaboración en las labores en campo. Al geólogo Ph.D. Mario Moreno por la toma de las microfotografías, sugerencias y comentarios al presente trabajo.

REFERENCIAS

Álvarez, A., J., 1995. Geología del Complejo Ofiolítico de Pácora y secuencias relacionadas a Arco de Islas (Complejo Quebradagrande), Colombia. Bol. Geol. 35(1): 1-46. Ingeominas, Santafé de Bogotá.

González, H., 2001. Geología de las Planchas 206 Manizales 225 Nevado del Ruíz a escala 1:100.000. Memoria explicativa. Ingeominas, Bogotá.

He, C., Zhou, Y., and Sang, Z. 2002. An experimental study on semi-brittle and plastic rheology of Panzhihua gabbro. Science in China, 46(7).

Kennan, L., and Pindell, J., 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. In: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) The geology and evolution of the region between North and South America. Geological Society of London. Special Publication. In press.

Nivia, A., 1996. El Complejo Estructural Dagua, Registro de Deformación de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental en un Prisma Acrecionario: VII Cong. Col. Geol. Mem, 3, pp 54–67.

Passchier, C. and Trouw, R., 2005. Microtectonics, Berlin, Springer Verlag, 289 p.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. J. Geological Soc. London, Vol. 133(3): pp. 191–213.

Snoke, A., Tullis, J. and Todd, V., 1998. Fault-related rocks. A photographic atlas. Princeton, Princeton University Press. 427 p.

Toro, L. M., Hincapié, G. y Ossa, C., 2010. Petrografía y geoquímica de los metagabros del Río Olivares sector NNW de Manizales (Caldas). En esta edición.

Vernon, R.H., and Clarke, G.L. 2008. Principles of metamorphic petrology. Ed. Cambridge University Press. 446p.

Trabajo recibido: Septiembre 28 de 2010

Trabajo aceptado: Diciembre 13 de 2010