

# Implicaciones tectono- metamórficas bajo una dinámica de compresión en Faja Cangre, occidente de Cuba

Dámaso Cáceres Govea y Esther M. Cruz-Gómez\*

Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río,  
Calle Martí 270, CP 20100, Pinar del Río, Cuba.

\* [ecruz2405@hotmail.com](mailto:ecruz2405@hotmail.com)

## RESUMEN

La Faja Cangre se localiza en el occidente de Cuba y es parte del basamento Mesozoico de la Isla. Está constituida por tres unidades tectónicas: Pino Solo, Mestanza y Cerro de Cabras, las que descansan mediante un plano de cabalgamiento sobre la Unidad Alturas de Pizarra del Sur en el terreno Guaniguanico. Su complejo cuadro tectono-metamórfico contrasta con el resto del terreno. Las conclusiones que se presentan en este trabajo sobre la Faja Cangre están sustentadas por datos cartográficos, estructurales y petrográficos colectados por los autores durante décadas de trabajo en el área, además incluye contenidos de química mineral en micas de los siliciclastos. La rotación horaria del máximo esfuerzo compresivo  $\sigma_1$  evoluciona con consecuencias espacio-temporales singulares, que permiten separar los aquí definidos períodos de deformación (P), desde NW 330°–340° hasta NE 20°–30°, durante la compresión (P1) y el desarrollo del transporte tectónico (P2 y P4). La falla Pinar, reconocida como transcurrente siniestra (P3), determina el surgimiento y estilo tectónico de la faja, a partir de un ligero cambio de rumbo en el trazado de la misma, que provocó la transpresión en determinado sector, la aparición de una estructura en flor positiva (orógeno extrusivo) y su configuración definitiva durante el último período de deformación (P4). En estas condiciones tectónicas se dan varios procesos metamórficos: mc-metamorfismo vinculado al clivaje de muy bajo grado, desarrollado en todos los períodos; mt-metamorfismo por transpresión, progresivo de grado bajo y presión media- parte alta (P4, se alcanzan los mayores gradientes de  $P/T$ ) y me-metamorfismo por extrusión tectónica, retrogrado de grado bajo y presión media- parte intermedia (P4). La heterogeneidad metamórfica es determinada por el emplazamiento yuxtapuesto de las secuencias extruidas.

Palabras clave: transpresión; extrusión tectónica; flor positiva; metamorfismo; Cuba.

## ABSTRACT

*The Cangre Belt is located in western Cuba, where it belongs to the Mesozoic basement of the Island. The belt contains three tectonic units: Pino Solo, Mestanza and Cerro de Cabras, each one overthrust upon the Alturas de Pizarra del Sur unit of the Guaniguanico terrane. This tectono-metamorphic scenario contrasts with the remaining parts of the terrane. The conclusions arrived in this paper are supported by cartographic, petrographic, and structural data, collected during decades, that also includes mineral chemistry content in the micas from*

*the siliciclasts. The clockwise rotation of the main compressive stress  $\sigma_1$ , developed with singular time-spatial consequences that allow to discriminate several deformational periods (P) from NW 330°–340° up to NE 20°–30° during P1 compression and the development of tectonic transport (P2 and P4). The sinistral Pinar fault (P3) conditioned the birth and tectonic style of the belt from a small change in its trend, provoking transpression in some sector and the development of a positive flower structure (extrusive orogen) and its definite configuration during the last deformation period (P4). In these tectonic conditions occurs some metamorphic processes: mc-very low degree metamorphism, related to cleavage, developed during all periods, mt-transpressive metamorphism of low degree, progressive related to mid pressure-high part (P4 with the highest  $P/T$  gradients) and me-metamorphism by tectonic extrusion, of low degree, retrograde with mid pressure-middle part (P4). The juxtaposed emplacement of the extrusive sequences conditioned their metamorphic heterogeneities.*

Keywords: transpression; tectonic extrusion; positive flower; metamorphism; Cuba.

## INTRODUCCIÓN

El terreno Guaniguanico se describe como un segmento de la parte oriental del bloque Maya, originado en la cuenca oceánica ProtoCaribe (Jurásico y Cretácico) y rocas sinorogénicas (cuenca de antepaís) del Paleoceno-Eoceno inferior (Pszczolkowski 1999; Iturralde-Vinent, 1994). Este terreno fue emplazado en el occidente de Cuba, resultado del escenario cinemático de la placa de Norteamérica en su borde meridional al colisionar con la placa Caribe en el Paleoceno-Eoceno superior (Iturralde-Vinent, 1994; Boschman *et al.*, 2014; Figura 1a).

La Faja Cangre (FC; Millán, 1972) pertenece a dicho terreno, limita al sur con la zona de la falla Pinar y por el norte con la Unidad Alturas de Pizarra del Sur (UAPS), sobre la que descansa tectónicamente mediante un plano de cabalgamientos (Figura 1b). Dicha faja está integrada por rocas siliciclásticas y carbonatadas con edades comprendidas entre el Jurásico y el Eoceno inferior, estas últimas con una exposición reducida (Figura 1c). En la misma se agrupan tres unidades tectónicas metamorfizadas (Piotrowska 1975, 1987; Pszczolkowski, 1999) que están en contacto a través de planos de cabalgamiento empujados: (1) Unidad Pino Solo (UPS) constituida por la Fm. Arroyo Cangre (Ac), (2) Unidad Mestanza (UM) conformada por las formaciones San Cayetano (Sc), Jagua (Jg), Guasasa (Gs), Ancón (An) y Manacas (Mn), y (3) Unidad Cerro de Cabras (UCC) por la Fm.

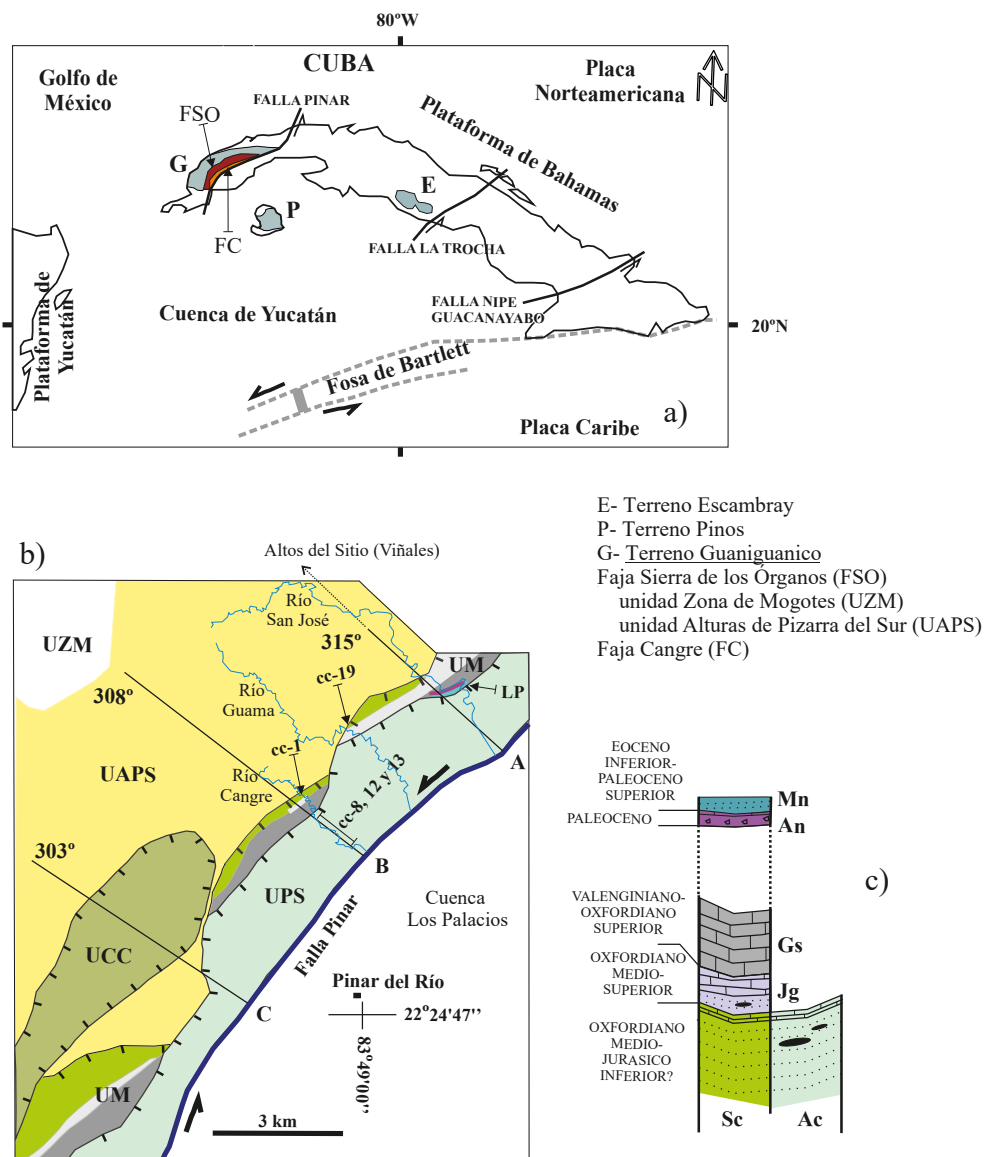


Figura 1. a) Localización de la Faja Cangre (FC) y su relación con otras estructuras geológicas de la región y Cuba. b) Unidades tectónicas de la FC y secuencias geológicas que la componen, con la dirección de las secciones que se da en la Figura 2 y la ubicación de los ríos, sitios (que se refieren en el texto) y muestras de rocas con análisis de química mineral en las micas. c) Columna estratigráfica de la FC según los trabajos de Cáceres (1997), Pszczolkowski (1999) y observaciones de campo de la presente investigación.

Sc. La UAPS está igualmente integrada por la Fm. Sc y es considerada en la presente investigación como referencia para la caracterización tectono- metamórfica de la faja. Según Piotrowska (1987), todas las unidades mencionadas anteriormente sobrecorren la Unidad Zona de Mogotes (UZM, Figura 1b).

Controvertida por su complejidad y contraste con otras unidades locales, la FC ha sido objeto de diferentes interpretaciones. Hatten (1957) sugiere la estructura de mantos tectónicos en la región y relaciona la formación de los mismos con la orogenia Laramídica (Cubana), a la vez que describe rocas metamórficas afines con algunos cortes de

la Fm. Sc. A partir de entonces, son varios los trabajos relacionados con esta temática. Millán (1972) refiriéndose a la UPS señala tres direcciones de lineaciones: (i) recristalización-orientación textural, (ii) cruzando la anterior con ángulo de 20° a 30°, relacionada al transporte de la unidad, donde observó pliegues de varios tipos y (iii) representada por charnelas amplias y lineaciones de borde, relacionada con la fase de deformación más joven. Piotrowska (1987) plantea que las lineaciones de la Sierra de los Órganos (terreno Guaniguanico) representan tres deformaciones principales: (i) la lineación más antigua observada en las unidades metamórficas (FC- asociada con los procesos metamórficos),

(ii) la lineación principal que aparece en todas las unidades tectónicas de la Sierra de los Órganos (originado durante el transporte tectónico de la fase orogénica principal) y (iii) relacionada con las deformaciones post-cabalgamiento. Martínez y Fernández de Lara (1988) revelan dos sistemas principales de estructuras lineales perpendiculares entre sí: uno coincidente con el rumbo de las estructuras regionales (sistema de fallas longitudinales), con dirección WSW-ENE y el otro cortante (sistema de fallas transversales) con dirección SE-NW y SW-NE. Cáceres (1997) señala para la región una variedad de estructuras plicativas y disyuntivas correspondientes a tres fases deformacionales, y que los cabalgamientos se iniciaron a partir de un máximo esfuerzo compresivo  $\sigma_1$  de orientación NW ( $330^\circ$ – $340^\circ$ ), que rota en el tiempo al NE hasta cerca de los  $25^\circ$ ; además, demuestra la transcurrancia siniestra de la falla Pinar. Posteriormente, Cáceres y Cruz-Gómez (2013) proponen que la diferenciación de la UPS, UM y UCC ocurre al final de los cabalgamientos, resultante de una estructura en flor positiva, originada por la transpresión de la falla Pinar.

El grado metamórfico de la FC se desarrolla en la facies de esquistos verdes (Millán, 1972), esquistos verde-anfibolitas y parte baja de esquistos glaucofánicos con procesos retrógrados (Cruz-Gómez *et al.*, 2003). Acerca de la causa del mismo se han dado varios criterios: (i) relacionado con los cabalgamientos de la orogenia Cubana (Millán, 1972; Pszczolkowski, 1985; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Cáceres, 1997; Cruz-Gómez *et al.*, 2007), de edad Paleoceno superior-Eoceno inferior (Gordon *et al.*, 1996); (ii) vinculado a una de las subducciones que se han descrito en modelos del desarrollo geológico de Cuba (Simón, 1987; Cruz-Gómez *et al.*, 2007; García-Casco *et al.*, 2008) y (iii) como consecuencia del entrampamiento general de las secuencias de la faja contra una rampa frontal previo al inicio de los cabalgamientos (Cáceres, 1997). Al proceso metamórfico Pszczolkowski (1985) le asigna edad Paleógeno, por la presencia en la UM de las formaciones Ancón y Manacas (Figura 1c).

En el presente trabajo se realiza una compilación y reinterpretan de datos y trabajos anteriores (Cáceres, 1997 y Cruz-Gómez *et al.*, 2003). Además, se presenta un análisis petrográfico de los siliciclastos y química mineral en las micas, unido a la verificación de algunos cortes de la FC. A partir de lo cual se brinda nueva información que explica el emplazamiento y posición de esta faja como una estructura en flor positiva relacionada a la falla Pinar; además se precisa el metamorfismo afín con este evento y se vincula a un nuevo concepto: “períodos deformacionales”. Los resultados permiten una mejor comprensión de la evolución tectónica y metamórfica de la FC.

## MARCO GEOLÓGICO

La Faja Cangre constituye la estructura tectónica más meridional del terreno Guaniguanico (Figura 1). Sus unidades tectónicas tienen buzamiento al SE (Figura 2). De sur a norte aparece la UPS, que ocupa la posición estructural más elevada, y descansa tectónicamente sobre la UM. Más al norte y en contacto también tectónico con la UAPS, aparece la UCC en forma de clippa.

Las características estratigráficas y tectónicas de esta faja aparecen descritas en la literatura (Pszczolkowski *et al.*, 1975; Pszczolkowski, 1985, 1999; Piotrowska, 1987; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Cáceres, 1997; Cáceres *et al.*, 2009; Iturralde-Vinent, 2021). Está integrada por seis formaciones geológicas, constituidas por depósitos siliciclásticos y carbonatados metamorfizados (Figura 1c). La UPS conformada por la Fm. Ac, incluye metapsamita y esquistos cuarcíferos, metapelita lustrosa con mica a veces enriquecida en materia carbonosa, e intercalaciones aisladas de caliza cristalina. En la parte superior del corte aparecen intercalaciones de metagabro y metadiabasa, y algún

material tufogénico, muy cercano al horizonte de caliza. La edad de esta Formación se determina Jurásico inferior?- Jurásico superior (Oxfordiano medio) por su posición estratigráfica. Según Cáceres (1997) se trata de una secuencia aparentemente de yacencia monoclinical con buzamiento al sur o sureste que, por la relación del clivaje con la estratificación, la vergencia y disposición del plegamiento menor parásito a lo largo de la unidad, representa un gran pliegue isoclinal tumbado de vergencia NW (Figura 2). La Fm. Sc es de igual edad a la anterior y se caracteriza por intercalaciones de psamita, metapsamita (grano fino a medio) con metapelita de diferentes tonalidades de gris, así como lentes de caliza recristalizada en su parte alta. Esta Formación aparece metamorfizada en las unidades Mestanza y Cerro de Cabra (Figura 2c), lo que no ocurre en la UAPS y el resto del terreno Guaniguanico (Figura 1b).

La UM la integra además la Fm. Jagua, compuesta por caliza recristalizada, esquistos arcillosos y metalutita calcárea, intercaladas con escasas capas finas de metatufita y metabasalto. Por su contenido fosilífero la edad es Jurásico superior (Oxfordiano medio- superior; Pszczolkowski, 1999). También la Fm. Guasasa, que sobreyace a Jg (Figura 1c) y cuyo Miembro San Vicente (Oxfordiano superior?- Kimmeridiano) es el que predomina en la región de estudio según Pszczolkowski (1985), que posee capas gruesas de caliza masiva recristalizada, aunque en algunos lugares se observa cierta estratificación y nódulos de pedernal. Otros representantes de la UM son las rocas paleogénicas reportadas por Pszczolkowski (1985, 1999) en el sitio Las Puntas (Figuras 1 y 2). Este autor describe la Fm. Ancón (Paleoceno) por la existencia de una metabrecha y caliza cristalina roja en capas finas, con otro horizonte de brecha en su tope, y la Fm. Manacas de edad Paleoceno superior-Eoceno inferior (parte inferior, Miembro Pica Pica) por la presencia de esquistos terrígenos de diferentes tonalidades en contacto con la Fm. Ac (Figura 2a). En otras partes de la Faja Sierra de los Órganos (terreno Guaniguanico; Pszczolkowski, 1999; Figura 1b) aparecen mejor representadas las secuencias descritas, y no están recristalizadas; según este mismo autor, aquí la columna de rocas alcanza 2.5 km de espesor, de los cuales un kilómetro corresponde a la Fm. Sc.

Se ha indicado que la intensidad de las deformaciones tectónicas aumenta hacia el sur (Piotrowska, 1987; Cáceres, 1997) y el metamorfismo, desde las unidades Cerro de Cabras y Mestanza hasta Pino Solo (Millán, 1972, 1987; Pszczolkowski, 1985; Cáceres, 1997). Una lineación mineral dominada por cristales de mica, clorita y cuarzo con orientación cercana a los  $80^\circ$ , es observada sólo en las tres unidades de la FC. En la UAPS, como en el resto de Guaniguanico, aparecen escasos representantes litológicos levemente recristalizados, principalmente siliciclásticos.

## MATERIALES Y MÉTODOS

La información empleada en el presente trabajo proviene de las bases de datos elaboradas por los autores durante repetidas campañas, lo que permitió realizar la cartografía geológica, varias secciones estructurales (Figuras 1 y 2) y posteriores comprobaciones en determinados puntos de interés (Figura 3). Se revisaron secciones delgadas en un microscopio de luz polarizada para evaluar la presencia y abundancia de los minerales metamórficos en las rocas siliciclásticas (cuarzo policristalino, mica y clorita) de las unidades tectónicas analizadas (cantidad de muestras: 77- UPS, 11- UM, 2- UCC y 13- UAPS; Cáceres, 1997), así como los indicadores cinemáticos asociados a los mismos (Tabla 1). También se procesaron datos composicionales de micas blancas en cinco muestras de diferentes litologías siliciclásticas: (i) cc-8, cc-12 y cc-13 de la Fm. Ac (UPS) tomadas en la sección El Cangre-Isabel María (EC-IM) y (ii) cc-1 y cc-19- de la Fm. Sc (UM) tomadas en las secciones

EC-IM y río Guamá, respectivamente (Figuras 1b y 2). En la Tabla 2 se dan los promedios de 57 mediciones, realizadas en la Universidad de Bochum, Ruhr (Alemania). Para la determinación de la composición química mineral de las micas fue utilizada una Microsonda Electrónica de marca CAMECA del tipo SX-50. Este equipo realiza las mediciones con un haz cuyo diámetro es de alrededor 1  $\mu\text{m}$ . La composición química de los minerales fue determinada empleando la longitud de onda dispersa del sistema, usando una aceleración de potencial de 15 kV y una corriente del haz de 15 nA. Los estándares utilizados para realizar los análisis fueron: Si, Al y Mg-piropo, Na-jadeíta, Fe-andradita, Mn-espesartina, Ti-  $\text{TiO}_2$ , Ca-wollastonita, Ba-vidrio de Ba y K-silicato de K.

La interpretación de la composición mineralógica de las micas se fundamenta en la correlación de los contenidos de Si por fórmula unidad (pfu) y sus rasgos texturales. Se consideró dos grupos de micas blancas neoformadas (mbn) según su contenido de Si (pfu): mbn1 y mbn2, y un grupo para las micas blancas detríticas (mbd). A partir de esta clasificación se realizaron los siguientes diagramas: (i) de relación entre los contenidos de celedonita-paragonita-moscovita (Cel-Par-Ms), (ii) variación composicional para evaluar la correlación entre los elementos químicos Si (pfu)/Al (pfu) y el tipo de vector de intercambio presente entre ellas, (iii) relación distancia desde la falla Pinar hasta la

Unidad Mestanza (Df km)- Si (pfu) por una sección esquemática de la FC y (iv) de trayectoria  $P$ - $T$ - $t$  (Presión-Temperatura-tiempo) en el sistema KMASH (Massonne y Schreyer, 1987; Raymont, 2000), con las recomendaciones de la subcomisión dedicada a la sistemática de las rocas metamórficas (SCMR de la IUGS; ver <http://www.bgs.ac.uk/SCRM/>) hacia las terminologías utilizadas para cualificar el grado metamórfico.

## RESULTADOS

### Estructuras principales de las unidades tectónicas

La Unidad Pino Solo limita al sur y sureste con la falla Pinar y por el norte con la UM y/o UAPS (Figura 1b). Tiene el tectonismo más intenso dentro de la faja, representado por variadas estructuras plicativas y disyuntivas, clivaje, grietas y vetillas, generalmente relacionadas entre sí (Tabla 1; Figura 3a-3j). Existe una marcada lineación de estiramiento mineral con orientación cercana a los  $80^\circ$  y abundantes estructuras S-C sinistras cercanas a la zona de falla (Figura 3d). A partir del análisis de secciones delgadas orientadas, se determinó la existencia de diversas estructuras relacionadas con el transporte tectónico (Indicadores cinemáticos, Tabla 1).

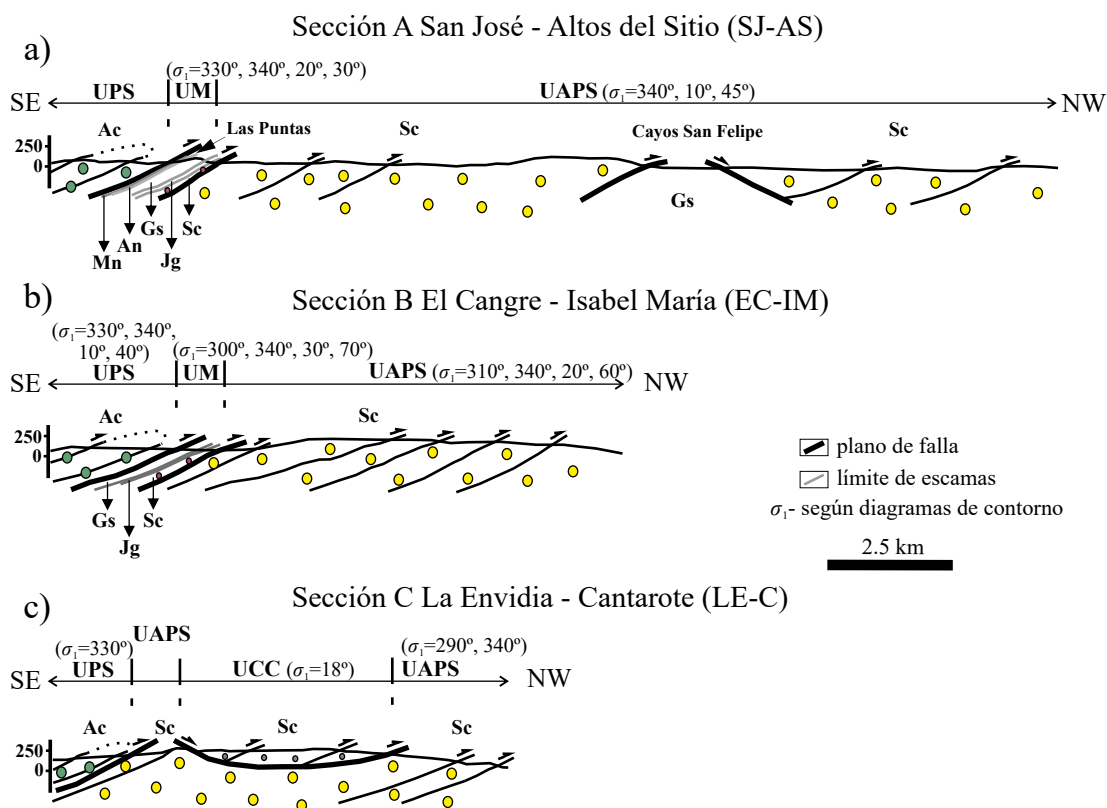
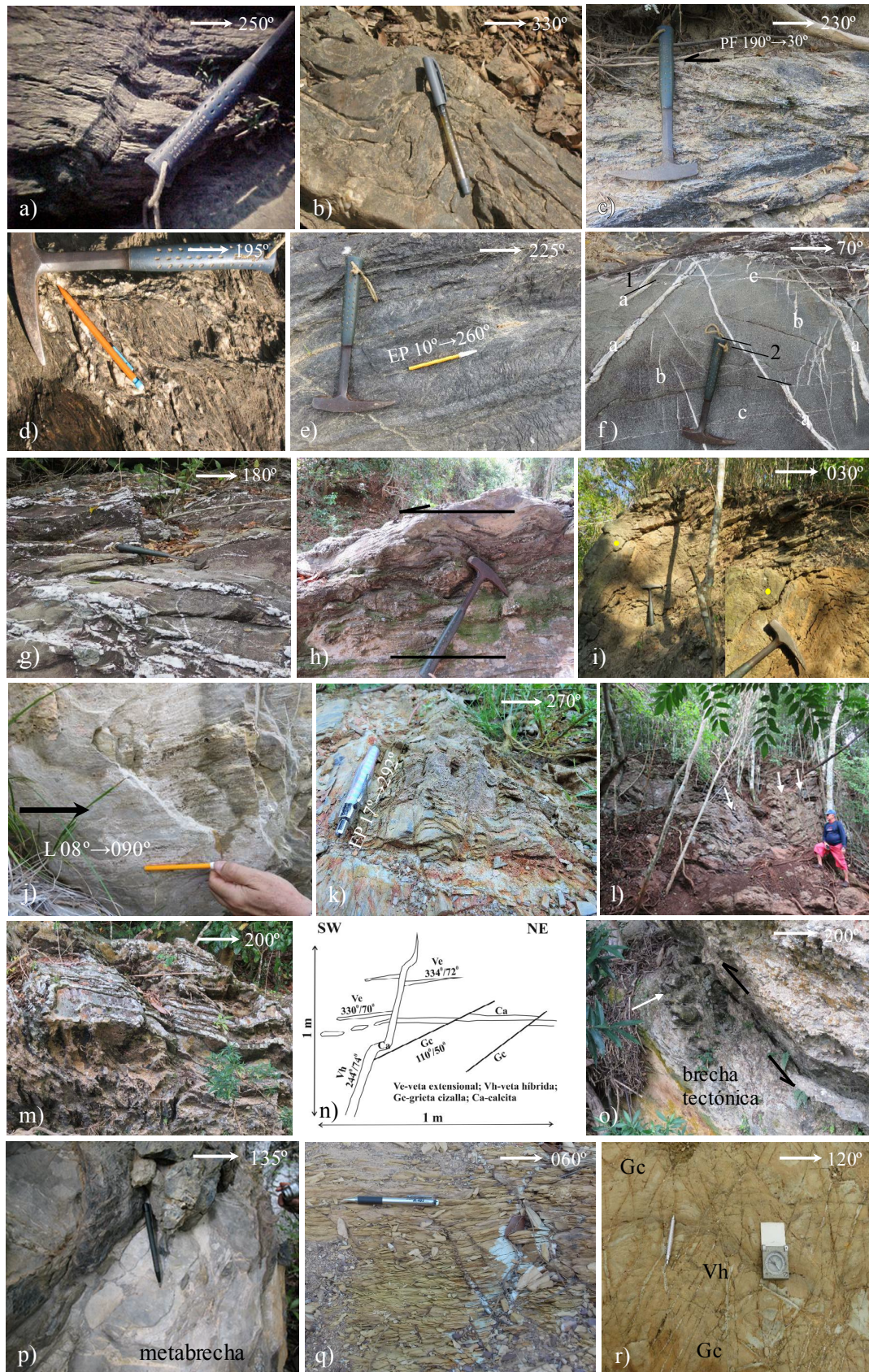


Figura 2. Cortes geológicos por la FC (secciones A, B y C), que muestran las relaciones de las diferentes unidades tectónicas en la zona: Pino Solo (UPS), Mestanza (UM) y Cerro de Cabras (UCC), así como la relación de éstas con la unidad Alturas de Pizarra de Sur (UAPS). La UPS representa la parte más alta del corte de la faja y constituye un eje isoclinal tumbado. Se dan valores de  $\sigma_1$  según los diagramas de contorno, a partir de proyección estereográfica y mediciones en sistemas de grietas de cizalla, vetas sigmoidales, de extensión e híbridas en las secuencias de las diferentes unidades (complementado con datos de Cáceres, 1997). Nótese como  $\sigma_1$  se orienta principalmente desde NW ( $330^\circ$ - $340^\circ$ ) hasta NE ( $20^\circ$ - $30^\circ$ ). Símbolos en Figura 1. Puntos en verde: Fm. Ac; violeta: Fm. Sc, UM; amarillo: Fm. Sc, UAPS; gris: Fm. Sc, UCC. Figura 2. Cortes geológicos por la FC (secciones A, B y C), que muestran las relaciones de las diferentes unidades tectónicas en la zona: Pino Solo (UPS), Mestanza (UM) y Cerro de Cabras (UCC), así como la relación de éstas con la unidad Alturas de Pizarra de Sur (UAPS). La UPS representa la parte más alta del corte de la faja y constituye un eje isoclinal tumbado. Se dan valores de  $\sigma_1$  según los diagramas de contorno, a partir de proyección estereográfica y mediciones en sistemas de grietas de cizalla, vetas sigmoidales, de extensión e híbridas en las secuencias de las diferentes unidades (complementado con datos de Cáceres, 1997). Nótese como  $\sigma_1$  se orienta principalmente desde NW ( $330^\circ$ - $340^\circ$ ) hasta NE ( $20^\circ$ - $30^\circ$ ). Símbolos en Figura 1. Puntos en verde: Fm. Ac; violeta: Fm. Sc, UM; amarillo: Fm. Sc, UAPS; gris: Fm. Sc, UCC.



ver el pie de Figura en la siguiente página

Figura 3. Afloramientos y estructuras tectónicas de la FC y la UAPS. (i) *Unidad Pino Solo* (Fm. Ac): a) Pliegue de *kink band* inverso (P4), en metapelita cuarzo-micácea (río Guamá, Figura 1b); b) Pliegue vergente con eje subvertical, relacionado con la transcurrencia siniestra de la falla Pinar (P3 y/o P4), en metapsamita cuarzoza ( $S_0$  130°/48°, río Guamá); c) Clivaje sigmoidal asociado a plano de sobrecorrimiento de bajo ángulo entre paquetes de esquistos silíceo (P4, río Guamá); d) Estructuras esquistosidad-cizallamiento (SC, P3), indica la transcurrencia siniestra de la falla Pinar, en esquistos silíceo-micáceo con algunas vetillas de cuarzo (río Cangre, Figura 1b); e) Plegamiento de crenulación con eje subhorizontal (P4) en esquistos silíceo ( $S_0$  190°/30°, río Guamá); f) Sistema de vetas rellenas de cuarzo en metapsamita con  $S_0$  160°/55° (río Guamá), originadas durante la compresión  $\sigma_1 \approx 340^\circ$  (P2i): a- sistema de vetillas híbridas conjugadas, b- sistema de vetillas de extensión en escalón durante la compresión y c- sistemas de vetillas de extensión al cese de la compresión. Desplazamientos sucesivos originados por la rotación de  $\sigma_1 \approx 5^\circ$  (1) y  $\approx 30^\circ$  (2), durante P2f o P4; g) Patrón en forma de caja de huevo por la superposición de P2i y P4, en metapsamita oxidada con abundantes vetillas de cuarzo (río Guamá); h) Pliegues con charnelas elongadas y retorcidas, con vergencia siniestra en la zona de falla Pinar (P3), desarrollados en caliza ( $S_0$  150°/35°, río Cangre); i) Pliegue vergente al NE, muy empinado (P4), acompañado de plegamiento de crenulación por la persistencia de los esfuerzos en el tiempo (EP 08°→290° y EP 05°→280°), en esquistos silíceo-moscovítico ( $S_0$  205°/60°). Con detalle de la parte superior izquierda; j) Estrías y escamas de calcita en caliza (río Cangre), marcando la transcurrencia siniestra de la falla Pinar (P3, la flecha indica el sentido del movimiento). (ii) *Unidad Mestanza*: k) Plegamiento de crenulación con eje subhorizontal y su clivaje acompañante (P4), en metalimolita foliada (Fm. Sc) con  $S_0$  170°/28° (km 13.5 carretera Pinar del Río- Viñales); l) Sistema de fallas normales con planos aproximados a 125°/38°, en caliza con intercalaciones arcillo- ferruginosa ( $S_0$  175°/40°), contorciónada y recrystalizada (Fm. Jg, km 13 carretera Pinar del Río- Viñales); m) Plegamiento con vergencia al norte (P4, EP 25°→120°) en caliza gris recrystalizada con intercalaciones de pedernal (Fm. Gs, río Guamá); n) Sistema de vetas de extensión e híbridas, bajo un mismo campo de fuerzas de orientación NW (P2i), y grietas de cizalla más jóvenes de esfuerzos con orientación NE (P4, Fm. Gs, río Guamá); o) Plano de sobrecorrimiento muy empinado (25°) entre paquetes de caliza (Fm. Gs, río Guamá) formando zona de brecha con fragmentos de hasta 20 cm (P4); p) Brecha calcárea recrystalizada (Fm. An), con litoclastos (silíceo y carbonatado) de diferente granulometría. Se indica un litoclasto- greinstone con fauna del Jurásico Superior- Cretácico Inferior (Las Puntas, Figura 1b). (iii) *Unidad Alturas de Pizarra del Sur* (Fm. Sc): q) Clivaje pizarroso con planos subparalelos a la estratificación  $S_0$  290°/30° en pizarra arcillosa (P2i) y r) Sistema de grietas de cizalla (Gc) y vetas híbridas (Vh) conjugadas, indican una orientación de los esfuerzos NE 30° (P2f), en psamita cuarzoza de grano fino ( $S_0$  215°/25°). Las dos últimas fotos fueron tomadas por la carretera Pinar del Río- Viñales (2 km antes del entronque a Cayos de San Felipe, Figura 2).

La Unidad Mestanza, frecuentemente incompleta, muestra todas sus secuencias (formaciones Sc, Jg, Gs, An y Mn; Figura 3k–3p) sólo en la sección A (San José-Altos del Sitio, SJ-AS; Figura 2). Ocupa una franja estrecha y alargada con buzamiento preferencial al sur, que contacta mediante planos de sobrecorrimiento con las unidades UAPS y UPS al norte y sur, respectivamente (Figuras 1b y 2). El tipo de estructuras tectónicas en esta unidad es bastante uniforme, independientemente de su composición litológica (Tabla 1). Muestra una lineación de estiramiento mineral similar a la descrita en la UPS e indicadores cinemáticos (Tabla 1).

En la Unidad Cerro de Cabra sus representantes litológicos (Fm. Sc) buzanan monoclinamente hacia el sur y descansan tectónicamente sobre las rocas de la UAPS (Figura 2c). La constitución litológica (metapsamita) de dicha unidad resultó poco favorable para el desarrollo de estructuras (Tabla 1). Al igual que en las otras unidades de la faja, se observa una lineación de estiramiento mineral con similar orientación.

La Unidad Alturas de Pizarra del Sur limita por su parte más meridional mediante un plano de sobrecorrimiento con la UM y/o UPS, y por su extremo norte con la Unidad Zona de Mogotes (esencialmente carbonatada; Figura 1b). En sus inmediaciones sirve de soporte estructural a las secuencias de la UCC que la sobreyace y la ventana tectónica Cayos San Felipe (Fm. Gs recrystalizada; Figura 2a). Muchas de las deformaciones de esta unidad (Tabla 1) se han reportado en el resto del terreno Guaniguano (Pszczolkowski *et al.*, 1975; Piotrowska, 1987; Martínez y Fernández de Lara, 1988). Resultan abundantes las grietas y vetillas, el clivaje pizarroso, de lápiz y planar axial en sus litologías (Fm. Sc; Figura 3q y 3r). También en muestras orientadas y afloramientos se presentan otras estructuras (Tabla 1), y no se observa lineación de estiramiento mineral.

### Petrografía de las rocas siliciclásticas

Entre las rocas que integran FC y la UAPS, predominan los materiales siliciclásticos (psamita; meta-psamita, pelita; cuarcita y esquistos), agrupados en las formaciones Ac y Sc. Los minerales presentes a partir de su análisis petrográfico son: cuarzo, plagioclasa, feldespato K, mica blanca, sericita y clorita; subordinadamente aparecen titanita, circón, apatito, turmalina, calcita y minerales metálicos.

El cuarzo es el mineral más abundante (alrededor 65–85 %), forma clastos y blastos, algunos granos aparecen fracturados, alargados y aplastados. Los efectos del metamorfismo se manifiestan también de otras maneras en este mineral (Graziani *et al.*, 2020): empaquetamiento,

límites de granos irregulares, recrystalización dinámica y desarrollo de subgranos, deformación intracrystalina, lamelas, extinción ondulante y *boudinage* (Figura 4a–4f). En el cuarzo se desarrollan estructuras  $\sigma$  constituidas por material silíceo y sericítico (Figura 4c y 4d; Tabla 1) y forma a menudo vetillas (Figura 3f, 3g y 3r). Se distingue conjuntamente un material silíceo, generado por recrystalización metamórfica (cuarzo policrystalino), que se observa constituyendo agregados con límites ameboides. Es componente principal en las colas de las estructuras  $\sigma$  alrededor de los granos de cuarzo, feldespato K y plagioclasa, y sustituye parte de la matriz arcillosa en las rocas. Muestra una marcada orientación, con plegamiento superpuesto. Su abundancia es relativa, siendo la composición principal de algunos esquistos de la UPS (Figura 4f); en ocasiones constituye entre un 4 a 12 % en las rocas de la UAPS (Figura 4a y 4b).

Las micas en algunas de estas rocas conservan su procedencia detrítica (3–5 %) y otras junto a la sericita son formadas en el proceso metamórfico (verificándose transiciones de la matriz arcillosa: arcilla-sericita- mica; Figura 4a y 4b). Las micas blancas detríticas (mbd) forman cristales tabulares que alcanzan un tamaño de 0.2 mm; muestran trazas de exfoliación, alta birrefringencia, orientación, recrystalización dinámica en sus bordes e intracrystalina y desplazamientos entre sus cristales (Figura 4b, 4c y 4g). Las micas blancas neoformadas (mbn1 y mbn2) a diferencia de las mbd constituyen bandas irregulares (Figura 4c–4h). Las mbn1 tienen por lo general color de birrefringencia rojo y ocasionalmente verde- azul (Figura 4e–4g), muestran plegamiento superpuesto, pliegues de *kink band* inverso, marcan los planos de foliación, forman estructuras  $\sigma$  y mica *fish*, y son abundantes en toda la faja. Las mbn2 ópticamente semejantes a las mbn1 (mejor diferenciadas en la sección siguiente por el contenido de Si), constituyen un agregado microcrystalino fino orientado, carente de exfoliación, a veces intercrecida con clorita reemplazando la mbn1 (Figura 4h). Ambas están muy relacionadas con el material silíceo (Figura 4e y 4f), e integran bordes de recrystalización (Figura 4c y 4d). La sericita es común en la UAPS (10 %; Figura 4a y 4b).

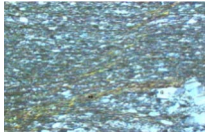

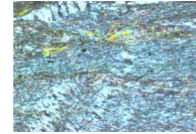
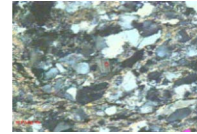
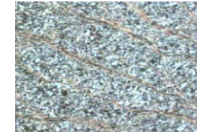
La clorita igualmente muestra orientación mineral y con frecuencia está relacionada con la mica (Figura 4h); no es un mineral abundante, llegando a constituir el 10 % de algunas rocas de la UPS. Por otra parte, los feldespatos K y plagioclasas en los siliciclastos son escasos, por lo general de origen clástico, y ocasionalmente muestran recrystalización y desplazamientos (Figura 4a). En las rocas de Ac a veces se observan

Tabla 1. Registro de estructuras descritas durante la cartografía en la Faja Cangre (por unidades tectónicas) y la Unidad Alturas de Pizarras del Sur (UAPS), complementado según datos de Cáceres (1997).

Unidades Tectónicas/ Deformaciones	Unidad Pino Solo (UPS)	Unidad Mestanza (UM)	Unidad Cerro de Cabras (UCC)	Unidad Alturas de Pizarras del Sur (UAPS)
<b>Pliques</b>	-Similares (P2). -Con vergencia NW y NE, a veces de amplias charnelas (P2 y P4), Figura 3i. -De <i>kink band</i> inverso y conjugado (P4; Figura 3a). -De <i>chevron</i> (P2i). -De crenulación (P4; Figura 3e). -En forma de Z, M y S (P4). -Vergentes siniestros (P3; Figura 3b). -Vergentes siniestros con charnelas retorcidas cercanos a FP (P3; Figura 3h). -Patrón caja de huevos (superposición P2i y P4; Figura 3g).	-Continuos, vergentes al NW (P2i) y al N-NE (P4), Figura 3m. -De charnelas amplias y suave yacencia de sus flancos (P2i y P2f). -Vergentes siniestros (P3). -De crenulación con eje subhorizontal (P4; Figura 3k).	-De amplias charnelas (es- casos en P2i y más abundantes en P2f y P4). -De <i>chevron</i> (P2f y P4). -Vergentes siniestros (P3).	-Similares, continuos, isoclinales y de charnelas amplias (P2i y P2f), a veces combinados con fallas, fig. 54 (Piotrowska, 1987). -patrón caja de huevos (superposición P2i y P2f). -vergentes siniestros cercanos a FP (P3).
<b>Fallas</b>	-Transcurrentes diestras y siniestras SE-NW (P2i y P3). -Transcurrentes diestras y siniestras SW-NE (P2f, P3 y P4). -Inversas y de cabalgamiento de ángulo suave (Figura 3c) y/o <u>abrupto</u> (P2i, P2f y P4). -Normales (post P4).	-Transcurrentes diestras y siniestras de orientación NE y NW (P2, P3 y P4). -Normales (post P4; Figura 3l) - <u>Inversas y de cabalgamiento de ángulo abrupto</u> (P4; Figura 3o).	-Transcurrentes diestras y siniestras de orientación NE y NW (P2, P3 y P4). - <u>Inversas y de cabalgamiento de ángulo abrupto</u> (P4).	-Inversas y de cabalgamiento de bajo ángulo (P2i y P2f), fig. 43B (Piotrowska, 1987). -Normales (post P4). -Transcurrentes diestras y siniestras de orientación NE y NW (P2 y P3).
<b>Grietas (G) y Vetillas (V)</b>	-G de cizalla, a veces conjugadas y V de extensión e híbridas (P2i, P2f y P4), Figura 3f. -V sigmoidales y en escalón, a veces conjugadas (P2i, P2f y P4).	-V de extensión e híbridas (P2i) y G de cizalla, a veces conjugadas (P4), Figura 3n. -V sigmoidales y en escalón (P2i y muy subordinadamente P2f y P4).	-G de cizalla y en escalón a veces conjugadas (P2i). -V sigmoidales a veces conjugadas (P2i).	-G de cizalla, V de extensión en escalón, híbridas y sigmoidales, a veces conjugadas (P2i y P2f), Figura 3r. -V de extensión (P2i).
<b>Clivaje</b>	-Pizarroso y de lápiz. -De fractura planar axial (p2i, p2f y p4). -De crenulación (p2i, p2f y p4). -De presión- solución (p2i y p2f). -Sigmoidal milonítico (p4; figura 3c).	-Pizarroso y de lápiz. -De fractura planar axial (P2i y P4). -Sigmoidal milonítico (P4).	-Pizarroso y de lápiz. -De fractura planar axial (P2i y P2f). -De fractura planar axial (P4).	-Pizarroso (Figura 3q) y de lápiz -De fractura planar axial (P2 y P3), figs. 65D y F (Piotrowska, 1987).
<b>Indicadores cinemáticos</b>	-Estrías, escamas de Q o Ca (Figura 3j), fragmentos de roca desplazados (en afloramientos). -Estructuras $\sigma$ (porfidoclasto con rabos asimétricos) de orientación SW (P2f y P4), Figura 4d. - <i>Bookshelf</i> de orientación SW (P2f y P4). -Cristales de mica desplazados NE y SW (P2f y P4). -Recristalización dinámica del Q y M orientada al SW (P2f y P4), Figura 4d y 4e. -Componentes del desplazamiento por el rumbo y por el buzamiento en fallas inversas y de cabalgamiento (P4).	-Estrías y escamas de Q o Ca, fragmentos de roca desplazados (en afloramientos). -Estructuras $\sigma$ de orientación SW (P2f y P4), Figura 4c. - <i>Bookshelf</i> de orientación SW (P2f y P4). -Cristales de mica desplazados al SW (P2f y P4). -Recristalización dinámica del Q orientada al SW (P2f y P4), Figura 4c.	-Estrías y escamas de Q o Ca, fragmentos de roca desplazados (en afloramientos). -Estructuras $\sigma$ de orientación SW (P2f y P4)	-Estrías y escamas de Q o Ca, fragmentos de roca desplazados (en afloramientos). -Estructuras $\sigma$ de orientación NW (P2i) y SW (P2f). -Cristales de mica desplazados al SW (P2f). -Incipiente recristalización dinámica del Q orientada al SW (P2). Figura 4a y 4b. -Desplazamiento neto según el buzamiento en fallas inversas y de cabalgamiento (P2).
<b>Otras estructuras</b>	- <i>Boudinage</i> (P2i, P2f y P4). -De <i>pinch and swell</i> con ejes de orientación NE-SW (P2i, P2f y P4). -De esquistosidad-cizallamiento S-C (P3; Figura 3d).  -Lineación de estiramiento mineral cercana a los 080°. -Ejes de las estructuras originadas durante los cabalgamientos con orientación 40°-60°.	- <i>Dúplex</i> de tipo <i>hinterland</i> (P2 o P4).		- <i>Boudinage</i> (P2i, P2f). - <i>Dúplex</i> de tipo <i>hinterland</i> (P2) -De esquistosidad-cizallamiento S-C (P3). -Ejes de las estructuras originadas durante los cabalgamientos con orientación 70°-80°.

Nota: Símbolos. P- periodos deformacionales: i y f- inicial y final, FP- falla Pinar, Q- cuarzo, M- mica, Ca- Calcita. Otros símbolos en Figura 1. Las estructuras subrayadas son exclusivas de la FC y marcan la diferencia con la UAPS y el resto de Guaniguanico.

Tabla 2. Composición de las micas [wt %, por fórmula unidad (pfu)] en rocas siliciclásticas de Faja Cangre.

Muestras	CC-8		CC-12			CC-13	CC-1	CC-19	
Unidad Tectónica			Unidad Pino Solo (UPC)				Unidad Mestanza (UM)		
Formación	Ac		Ac			Ac	Sc	Sc	
Litologías/	Esquisto Q-M-Chl		Metapsamita Q-M-F			Esquisto Q-M	Metapsamita Q-F	Metapsamita Q-M	
Microfotografías									
T/C	mbd	mbn1	mbd	mbn2	mbn1	mbn1	mbd	mbd	mbn1
	n=2	n=3	n=6	n=10	n=4	n=6	n=10	n=6	n=10
SiO <sub>2</sub>	46.420	49.396	46.620	46.207	48.867	49.416	45.620	45.362	49.580
TiO <sub>2</sub>	0.480	0.086	0.501	0.365	0.122	0.091	0.270	0.892	0.333
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.070	30.983	31.923	35.158	29.727	30.705	31.433	33.175	30.181
FeO	4.270	1.976	3.430	1.428	2.972	1.961	4.840	3.338	2.555
MnO	0.050	0.020	0.021	0.013	0.037	0.006	0.058	0.038	0.012
MgO	1.110	2.180	1.390	0.841	2.370	2.035	1.105	0.723	2.012
CaO	0.000	0.010	0.015	0.014	0.042	0.011	0.006	0.013	0.052
BaO	0.030	0.713	0.250	0.264	0.145	0.180	0.268	0.143	0.302
Na <sub>2</sub> O	0.280	0.706	0.431	0.733	0.392	0.528	0.542	0.533	0.211
K <sub>2</sub> O	11.240	9.733	10.746	10.363	10.137	9.793	10.580	10.340	10.470
Sum	<b>96.100</b>	<b>95.810</b>	<b>95.335</b>	<b>95.393</b>	<b>94.820</b>	<b>94.770</b>	<b>94.727</b>	<b>94.558</b>	<b>95.705</b>
<i>Cationes calculados en 11 oxígenos</i>									
Al t	1.401	1.320	1.398	1.516	1.282	1.314	1.387	1.471	1.297
Si	3.125	3.270	3.145	3.078	3.271	3.285	3.114	3.078	3.291
EA	1.000	0.932	0.983	0.983	0.922	0.903	1.000	0.970	0.925
<i>Rango de composición en micas dioctahédricas</i>									
Xcel	0.125	0.270	0.145	0.078	0.271	0.285	0.114	0.078	0.291
Xpar	0.036	0.099	0.057	0.097	0.055	0.075	0.072	0.073	0.029
Xms	0.838	0.530	0.796	0.823	0.672	0.638	0.813	0.848	0.678

Nota: Ubicación de las muestras en Figura 1b. Símbolos: UT- Unidad Tectónica, T- Textura, C- composición, n- número de mediciones, EA- Elementos alcalinos (K, Na), Micas dioctahédricas: Ms- moscovita, Cel- celedonita, Par- paragonita (según Bailey, 1984), Q- cuarzo, Chl- clorita, M- mica, F- feldespato, mbd- mica blanca detritica, mbn- mica blanca neoformada (tipos 1 y 2). Otros símbolos en Figura 1.

porfidoblastos sintectónicos de albita (Figura 4d).

En la Figura 5 se representan los contenidos de cuarzo policristalino- Q(p), clorita- Chl y mica (incluyendo la sericita- M+Se) de las rocas siliciclásticas en las diferentes secuencias (Fms. Ac y Sc). Se observa una tendencia de razones mayores de estos tres componentes en la UPS (Ac), pero en algunos casos poseen proporciones semejantes a los de la UM (Sc), y también los de esta última con relación a los siliciclastos de la UAPS (Sc).

### Química mineral de las micas

Las variaciones composicionales de las micas blancas están condicionadas por la presión, la temperatura y la composición del sistema (roca). Los tipos texturales de micas (mbd, mbn1 y mbn2) en las rocas metasiliciclásticas (MS) de las formaciones Arroyo Cangre (UPS) y San Cayetano (UM) se toman como base para el análisis. Los elementos mayores muestran rangos composicionales moscovita- celedonita con intervalos de la serie fengita (Tabla 2): 45.36–49.58 wt% para SiO<sub>2</sub>, 29.72–35.15 wt% para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1.42–4.84 wt% para FeO, 0.72–2.18 wt% para MgO y 9.73–11.24 wt% para K<sub>2</sub>O. En el diagrama triangular composicional Cel-Par-Ms las micas estudiadas se ubican en la porción moscovita y fengita (Figura 6a y 6b), agrupándose las mbd y mbn2 en zonas similares (hacia la moscovita). Mientras que en el diagrama Si (pfu)/Al (pfu) (Figura 6c y 6d) hay buena correlación inversa y demuestra una sustitución de tipo tschermakita entre estos cationes. La sílice en las micas varía de 3.03 a 3.34 (pfu) y el aluminio de 1.17 a 1.37 (pfu).

Las mbn1 poseen los mayores valores de Si (3.20–3.34 pfu), en las mbd los rangos de valores son intermedios (3.03–3.20 pfu) y las mbn2 poseen los inferiores (3.05–3.11 pfu). En una sección representativa, del contenido de Si (pfu) por la FC desde la falla Pinar hasta su porción norteña (Figura 6e), se manifiesta la presencia de mbn1 y mbd en toda la faja y las micas mbn2 solo en la UPS. Por otra parte el contenido de elementos alcalinos (EA) en estas micas disminuye con el incremento del silicio (sustitución pirofilitica) y varía de 0.90 a 1 (pfu). En general las mbd y las mbn2 exhiben poblaciones con valores similares; sin embargo, las mbn1 expresan los valores de EA más bajos (0.90–0.93 pfu) de las micas analizadas (Tabla 2). En la Fm. Ac existen los tres tipos de micas, mientras que en Sc (UM) se presentan solo las mbd y mbn1.

### DISCUSIÓN

#### La falla Pinar

Se origina como una falla transcurrente sinistral a partir de un máximo esfuerzo compresivo ( $\sigma_1$ ) orientado al NE cercano a los 20°–30° (Figura 7; Cáceres, 1997; Cáceres y Cruz-Gómez, 2013). Un ligero cambio en el rumbo de la falla (Figura 1b), favoreció el desarrollo de la transpresión (Cáceres y Cruz-Gómez, 2013) y con ello el surgimiento de una estructura en flor positiva, fenómeno ampliamente documentado en la literatura (Woodcock y Fischer, 1986; Ramsay y Huber, 1987; Twiss y Moores, 1992; Fossen y Tikoff, 1998; King *et al.*, 2008;



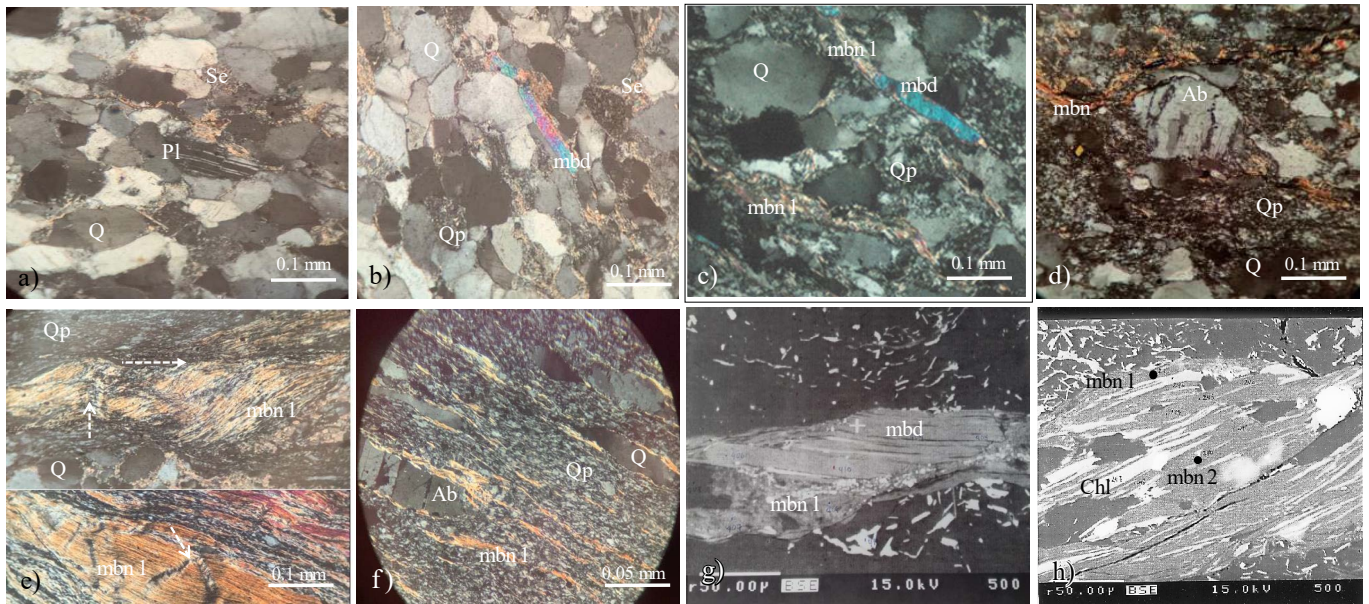


Figura 4. Microfotografías que muestran la composición, indicadores cinemáticos y tipos de micas en las rocas metasiliciclásticas de la FC y UAPS. a y b) Desarrollo de indicadores de movimiento en los clastos (Q, M y Pl) y su recrystalización. La matriz es de Qp y Se. Metapsamita cuarzosa de la Fm. Sc- UAPS con textura blastopsamítica (muestra 29, río San José; Figura 1b); c) Estructura  $\sigma$  en porfiroclasto de Q con límites irregulares y extinción ondulante. La mica (mbd) está recrystalizada (parte superior) y también aparecen bandas de mbn1 (fish). Metapsamita cuarzo- micácea de la Fm. Sc- UM con textura blastopsamítica (muestra VIN, río Guamá; Figura 1b); d) Porfiroclasto de Ab con estructura  $\sigma$  y recrystalización interna (orientación SW), la mica neoformada (mbn) está orientada y algo deformada. Metapsamita cuarzosa de la Fm. Ac- UPS (muestra 8N, río Cangre); e) Mica fish (con detalle de mbn1) mostrando deformación intracrystalina y recrystalización (indicado por flechas). Esquisto micáceo de la Fm. Ac- UPS (muestra 3N, río Cangre; Figura 1b); f) Porfiroclastos de Q y Pl orientados en una matriz de cuarzo policristalino. Fm. Ac- UPS (muestra 27, río Cangre); g) Mica del tipo mbd con buena exfoliación rodeada de mica mbn1, ambas orientadas. Esquisto cuarzo- micáceo- clorítico de la Fm. Ac- UPS (muestra cc-8; Figura 1b) y h) Micas neoformadas, mbn1 en el borde superior ( $Si= 3.29$ ) y mbn2 en el centro ( $Si= 3.10$ ). Esta última predomina y está intercrecida con clorita, posiblemente reemplazando a un cristal de mbn1. Metapsamita cuarzo- micácea- feldespática. Fm. Ac- UPS (muestra cc-12; Figura 1b). Las imágenes g y h son de microsonda electrónica, marca CAMECA, tipo SN50 y las restantes del microscopio petrográfico con NC. Símbolos: Qp- cuarzo policristalino, mbn- micas blancas neoformadas (1 y 2- alto y bajo en Si- pfu), mbd- micas blancas detríticas; otros según Whitney y Evans (2010).

Huang y Liu, 2017). Esta evolución marca una complejidad tectónica significativa y amalgamación de procesos (Dewey *et al.*, 1998; Jones y Holdsworth, 1998; Mukherjee, 2012; Massey y Moecher, 2013; Li *et al.*, 2016), como describe Zanchi *et al.* (2016) en rocas del Triásico en la cuenca Aghadarband (NE, Irán). La posterior componente normal en la evolución de la falla Pinar impide la observación de esta estructura en su porción sur (Figura 1b).

El análisis de los cortes geológicos y las estructuras asociadas (Tabla 1; Figura 2) corrobora la hipótesis anterior: (i) se preserva en la zona de falla una elevación topográfica ( $\approx 252$  m), (ii) la transpresión es conocida por la resultante extrusión tectónica de material en la zona de falla en sentido lateral acompañado de fallas inversas, cabalgamientos y pliegues (Figura 3i y 3m; Harland, 1971; Dewey *et al.*, 1998), (iii) las trazas de los pliegues y el rumbo de los cabalgamientos se orienta entre  $40^\circ$  y  $45^\circ$  de la falla principal (Figura 7; Ramsay y Huber, 1987), (iv) el vector desplazamiento en la superficie de los nappas y fallas inversas muestra componentes de desplazamiento por el rumbo y por el buzamiento (Ramsay y Huber, 1987; Tabla 1), (v) con el desplazamiento en la zona de falla, los ejes de los pliegues inicialmente formados son rotados unos  $20^\circ$  hacia la traza de la falla principal (Figura 7; Jones y Holdsworth, 1998; Frehner, 2016), apareciendo una lineación de estiramiento mineral subparalela al eje de los pliegues (Ramsay y Huber, 1987; Fossen *et al.*, 1994; Tabla 1). De este modo se justifica el contraste existente entre la dirección de los ejes en las estructuras mayores y el rumbo de las capas en todo el terreno Guaniguanico con orientación entre  $40^\circ$  y  $60^\circ$ , asociado al transporte tectónico, y la FC donde se alcanzan hasta  $70^\circ$  u  $80^\circ$  (Piotrowska, 1987; Cáceres, 1997).

**Períodos deformacionales, definición y características**

Según el registro de deformaciones dado en la Tabla 1 se considera: (a) un momento inicial de relativa tranquilidad tectónica; (b) una marcada compresión relacionada con el transporte tectónico que,

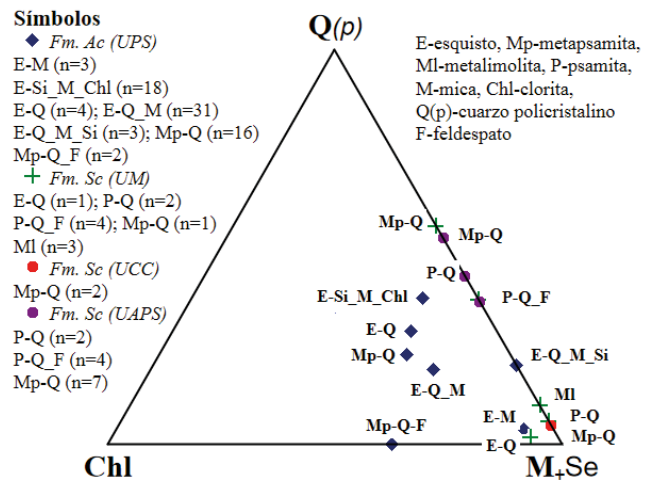


Figura 5. Relación Chl- (M+Se)- Q(p) en rocas metasiliciclásticas de las formaciones Ac y Sc en las unidades tectónicas: Pinos Solo, Mestanza, Cerro de Cabras y Alturas de Pizarras del Sur. n- número de secciones delgadas analizadas en cada litología.

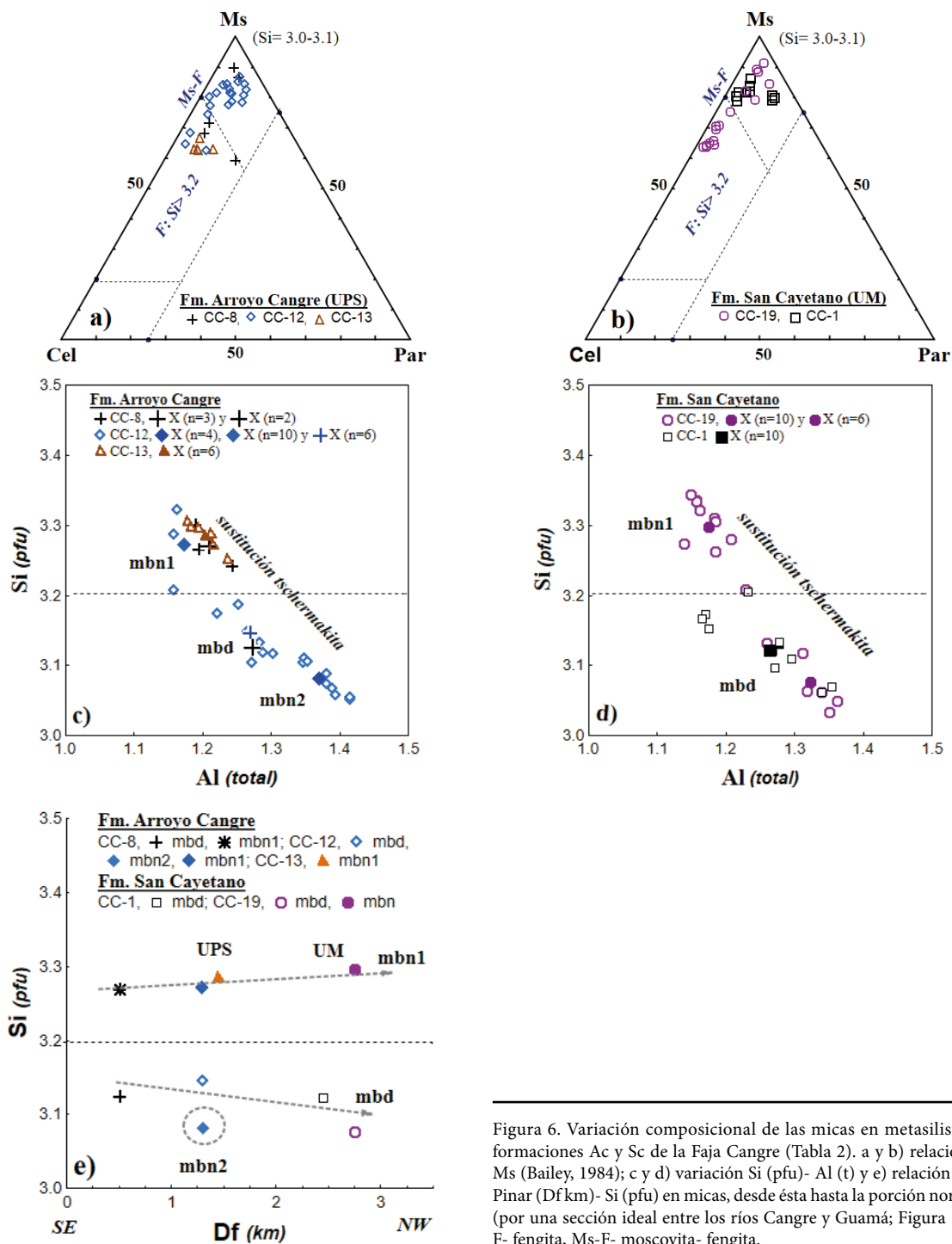


Figura 6. Variación composicional de las micas en metasiliclastos de las formaciones Ac y Sc de la Faja Cangre (Tabla 2). a y b) relaciones Cel- Par- Ms (Bailey, 1984); c y d) variación Si (pfu)- Al (t) y e) relación distancia falla Pinar (Df km)- Si (pfu) en micas, desde ésta hasta la porción norteña de la UM (por una sección ideal entre los ríos Cangre y Guamá; Figura 1b). Símbolos: F- fengita, Ms-F- moscovita- fengita.

aunque continuo y bajo semejante régimen deformacional, rota en el tiempo de NW a NE según  $\sigma_1$ , mientras  $\sigma_3$  se aparta continuamente de la vertical; (c) la aparición de la falla Pinar, las demás fallas menores cercanas que repiten su orientación y funcionamiento, y todas las fracturas de Reidel asociadas; y (d) transpresión asociada a un sector de la falla Pinar, con su consecuente estructura en flor positiva y demás fenómenos asociados (nuevo evento de carácter local, que se solapa temporalmente y se limita en el espacio). Aquí las estructuras preexistentes son afectadas por las subsiguientes deformaciones como

se reporta en otros lugares (Fossen *et al.*, 1994; Frehner, 2016; Li *et al.*, 2016).

Las diferentes fases deformacionales, se suceden consecutivamente durante la evolución geológica de una región. Dada la complejidad tectónica en la zona de estudio (Tabla 1; Figura 2), se ha considerado que bajo el calificativo de fases, tienden a enmascararse importantes eventos desarrollados en la misma (Millán, 1972; Pszczolkowski *et al.*, 1975; Piotrowska, 1987; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Cáceres, 1997), por lo que se propone utilizar una nueva denominación

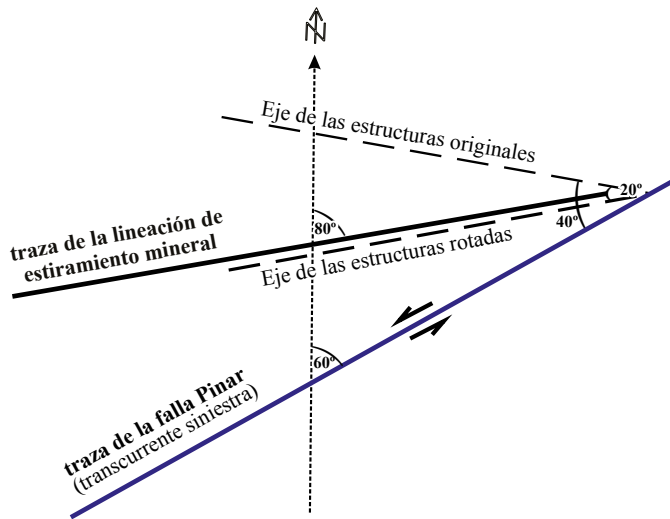


Figura 7. Rotación de las estructuras originadas durante la transpresión en la zona de estudio. La traza de los pliegues y el rumbo de los cabalgamientos relacionados (eje de las estructuras originales) se orientan de 40° a 45° de la falla principal. Con el desplazamiento en la zona de falla, los ejes de los pliegues inicialmente formados, son rotados unos 20° hacia la traza de la falla principal (eje de las estructuras rotadas) y se origina una línea de estiramiento mineral subparalela al eje de dichos pliegues.

“período deformacional”: desarrollo tectónico donde la rotación horaria del máximo esfuerzo compresivo  $\sigma_1$  evoluciona con consecuencias espacio- temporales. De este modo, es posible explicar eventos limitados espacialmente, pero solapables en el tiempo, estrechamente relacionados con la dinámica y funcionamiento de una estructura del tipo flor positiva. Se delimitan bajo este concepto cuatro periodos deformacionales relacionados al transporte tectónico durante el Paleoceno superior-Eoceno inferior en el occidente de Cuba, bajo un régimen compresivo (Figura 8).

P1. El primer período deformacional afecta todas las secuencias del terreno Guaniguanico, en el que se desarrolla un clivaje planar axial y pizarroso (de carga) con planos subparalelos a la estratificación. Los procesos plicativos se inician en un régimen deformacional dúctil-frágil, y son representados por suaves flexiones de capas y pliegues de amplias charnelas, como etapa precedente a los cabalgamientos principales que los enmascaran (Figura 8a).

P2. Es una continuación del período anterior en idéntico régimen deformacional, afectando a todas las secuencias. A este período corresponde un abundante clivaje pizarroso (McClay, 1992; Figura 3q), así como el clivaje planar axial de diversa orientación. Los cabalgamientos son de bajo ángulo, que se inician con movimiento hacia el NW. El contacto entre los nappas se caracteriza por el desarrollo de clivaje sigmoidal milonítico y/o brechas tectónicas. Los pliegues P2 originados inicialmente (P2i) poseen dimensiones desde milimétricas hasta decamétricas, con ejes de orientación NE- SW, que se hacen cada vez más apretados, vergentes y con planos axiales inclinados en la dirección del movimiento; se produce cizallamiento y ruptura a lo largo de la superficie axial sobre el flanco invertido de los pliegues, así como estiramiento, reducción y destrucción de éste, a la vez que sus ejes rotan hacia el paralelismo con la dirección del transporte. También se relacionan pliegues P2i de crenulación por persistencia de los esfuerzos en el tiempo, de *kink band*, a veces conjugados, pliegues similares tumbados, estructuras de *pinch and swell*, y sistemas transversales de fallas diestras y siniestras de orientación NW, N y NE relacionadas con el avance diferencial de los mantos y sus diferentes partes (Tabla 1).

Abundantes sistemas de grietas de cizalla y vetillas de los más diversos tipos completan el cuadro resultante (Figura 3f, 3n y 3r).

Durante el período se hace evidente la rotación horaria de  $\sigma_1$  y al mismo tiempo  $\sigma_3$  se va haciendo cada vez menos vertical (Figura 8b). Aparecen pliegues con ejes de orientación SE-NW, prácticamente perpendiculares a los originados en P1 y los formados en P2i. El ángulo interflanco de los pliegues varía desde suave flexión de las capas hasta más apretadas, sin llegar a ser isoclinales y se muestran tanto simétricos, asimétricos, como vergentes. Sus dimensiones varían de milimétricas a métricas. Se localizan pliegues P2f de crenulación por superposición de los esfuerzos en el tiempo, con su clivaje de crenulación acompañante, grietas y vetas de diversos tipos, que frecuentemente desplazan a las anteriormente formadas. La superposición de ambos eventos del período P2 (P2i y P2f) origina con frecuencia la aparición del patrón en forma de caja de huevos. Los indicadores cinemáticos evidencian desplazamientos que varían su orientación desde SE-NW hasta SW-NE (Figura 2).

P3. Con la caída de  $\sigma_3$  al plano horizontal y su coincidencia en esta posición con  $\sigma_1$  (Figura 8c), se crean las condiciones para la transurrencia en un régimen deformacional más frágil, lo que origina la falla Pinar como una fractura de Reidel principal y sistemas de fallas transcurrentes, transversales, diestras y siniestras, de orientación NE y NW (fracturas de Reidel secundarias; así como el sistema de fallas transcurrentes siniestras relacionadas con la zona de falla principal (Tabla 1). A este período se asocian indicadores cinemáticos a diferentes escalas relacionados a la fractura principal, pliegues con vergencia siniestra (Figura 3b y 3h), estructuras S-C siniestras (Tabla 1; Figura 3d), así como estrias y escamas de cuarzo o calcita (Figura 3j), fragmentos de rocas desplazados y clivaje sigmoidal milonítico.

P4. Este período deformacional (Figura 8d) sólo se manifiesta en las unidades Pino Solo, Mestanza y Cerro de Cabras, como resultado de la transpresión y consecuente extrusión tectónica, relacionada con el funcionamiento de la falla Pinar en un régimen deformacional frágil- dúctil. La aparición de una estructura en flor positiva condiciona la persistencia de estructuras compresivas: fallas inversas (Figura 3c) y de cabalgamiento de alto ángulo (Figura 3o), pliegues apretados y vergentes (Figura 3i y 3m), *kink band* inversos (Figura 3a), de crenulación (Figura 3e y 3k) y abundante clivaje que varía desde pizarroso hasta planar axial, de crenulación y clivaje de lápiz. Se describen además grietas de cizalla (Figura 3f y 3n), vetillas híbridas y de extensión, sistemas de vetillas en escalón y sigmoidales con orientación muy cercana a las originadas hacia el final del período P2 (P2f), pero rotadas angularmente alrededor de 20° hacia la falla Pinar por el desarrollo sinistral de la transurrencia (Frehner, 2016). Con este evento se relaciona la línea de estiramiento mineral representada por cristales alargados de cuarzo, mica, clorita y cuarzo policristalino, con una disposición cercana a los 80° (Figura 7).

El nuevo plegamiento, superpuesto al originado durante P2i, da lugar también un patrón en forma de caja de huevos (Figura 3g). Se reconocen pliegues P4 cuyas dimensiones varían desde milimétricas hasta métricas y hectométricas con ejes de orientación SE-NW, a veces isoclinales (Figura 3i). El análisis de los indicadores cinemáticos señala el movimiento de los mantos con idéntica orientación SW-NE. En la zona de falla continúa manifestándose la transurrencia y se siguen generando estructuras relacionadas con ésta; se describen indicadores cinemáticos a diversas escalas, estructuras S-C y pliegues vergentes con charnelas retorcidas (Tabla 1).

Otras deformaciones continúan a las descritas anteriormente (post P4), pero los datos que se poseen en el territorio no permiten un análisis más completo del problema. A éstas pertenecen, entre otras, sistemas de fallas normales (Figura 3l) y muy probablemente algunos grandes pliegues de amplias charnelas.

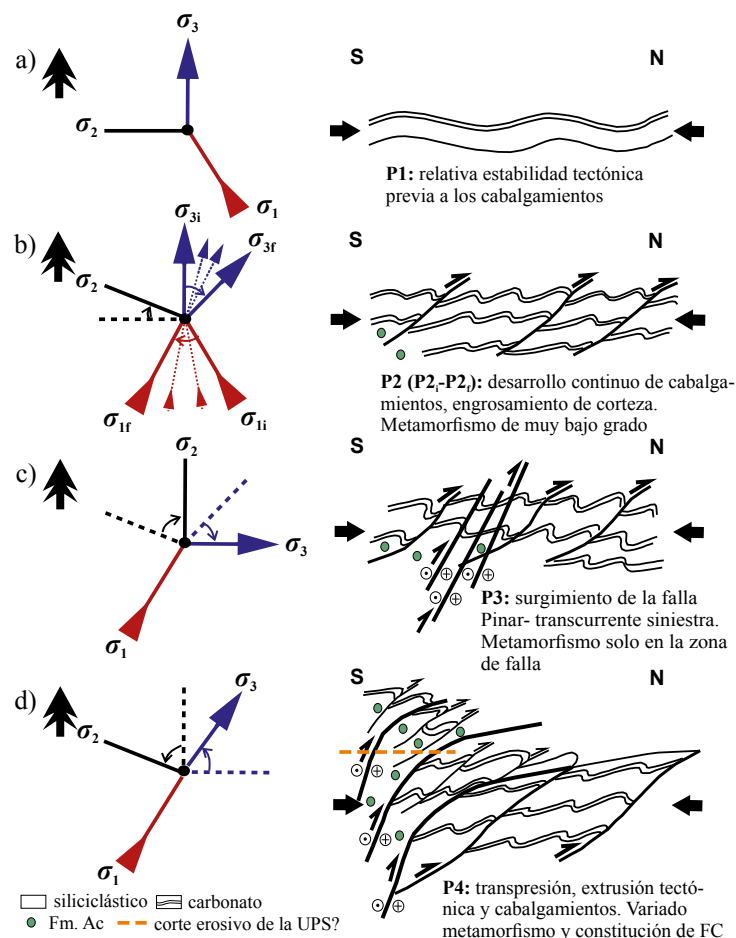


Figura 8. Esquema evolutivo tectono- metamórfico de la FC y la UAPS para los periodos deformacionales (P; Tabla 1). Se considera además el modelo del desarrollo de una estructura en flor positiva (Woodcock y Fischer, 1986; Twiss y Moores, 1992), relacionada al funcionamiento transcurrente siniestro de la falla Pinar y los resultados del presente trabajo. a)  $\sigma_1 \approx$  horizontal entre  $330^\circ - 340^\circ$ ,  $\sigma_3 \approx$  vertical; b)  $\sigma_1 \approx$  horizontal con rotación horaria desde  $330^\circ - 340^\circ$  hasta  $020^\circ - 030^\circ$ ,  $\sigma_3$  se separa continuamente de la vertical; c)  $\sigma_1 \approx$  horizontal entre  $020^\circ - 030^\circ$ ,  $\sigma_3 \approx$  horizontal y d)  $\sigma_1 \approx$  horizontal entre  $020^\circ - 030^\circ$ ,  $\sigma_3$  se aleja continuamente de la horizontal.

### Desarrollo metamórfico de la Faja Cangre

Las secuencias involucradas en el transporte tectónico (2.5 km de espesor según Pszczolkowski, 1999) de los mantos en todo Guaniguanico (Figura 1) se superponen y hay engrosamiento de corteza, pudiendo llegar a un valor mínimo de 5 km (Cobiella-Reguera, 2008), por lo que ocurre un ascenso del nivel estructural para el sector. En los niveles inferiores del corte (siliciclástico) se incrementan las condiciones de *P-T* e inician procesos metamórficos, potenciados bajo las condiciones de transcurrencia- transpresión-extrusión tectónica y se alcanzan condiciones de *P-T* más elevadas (Goscombe *et al.*, 2003; King *et al.*, 2008; Mulchrone y Mukherjee, 2016; Montomoli *et al.*, 2018; Carosi *et al.*, 2020). Se considera además los contenidos de silicio en micas, ampliamente usados para estimaciones de presión (Velde, 1967; Guidotti, 1973, 1984; Massone y Schreyer, 1987). Agard *et al.* (2001) exponen que las variaciones de Si (pfu) y EA en las micas fengíticas pueden relacionarse con condiciones variables de *P-T* a escala regional (Tabla 2). También Cruz-Gómez *et al.* (2007) reportan hornblenda, glaucófana, actinolita, epidota, zoisita y albita en un cuerpo de metagabro (MG) relacionado con la Fm. Ac, muy próximo a la falla Pinar; con las facies esquistos verde-anfibolitas y parte baja de esquistos glaucofánicos, y procesos retrógrados. Con relación a la hornblenda en el MG se discute aún su procedencia, Millán (1987) valoró su posible origen magmático. Lo anteriormente expuesto permite sustentar

episodios de metamorfismo determinado por variaciones de *P-T*, con desarrollo progrado y retrógrado para la FC.

Varios procesos de metamorfismo se discuten a continuación en términos relativos a su intensidad (según la SCMR; Figura 9): (A) de muy bajo grado, gobernado por la compresión horizontal (P1), el transporte tectónico (P2) y la transcurrencia (P3), denominado metamorfismo relaciono al clivaje (mc), (B) de grado bajo y presión media (parte alta), durante la transpresión (mt), (C) de grado bajo y presión media (parte intermedia) relacionado al orógeno extrusivo (me) y (D) de muy bajo grado, gobernado por el nuevo transporte tectónico al final de P4 (mc). Todos vinculados a los periodos deformacionales consecutivos y su solapamiento (Figura 8).

A- Metamorfismo de muy bajo grado (mc), relacionado a un abundante y variado clivaje (Tabla 1; Figura 3e, 3f, 3i y 3q; Figura 9): (i) durante la compresión (P1; SE-NW), (ii) el transporte tectónico (P2: SE-NW, S-N y SW-NE), asociado a las estructuras con orientación  $40^\circ - 60^\circ$  y (iii) la transcurrencia (P3, vinculado a pliegues con vergencia siniestra y su clivaje acompañante). Se alcanzan presiones que favorece la removilización mineralógica en la roca (McClay, 1992; Kornprobst, 2003; Passchier y Trouw, 2005; Figura 4a-4c). La recristalización dinámica de los minerales detríticos (cuarzo, plagioclasa, feldspato K y mica), su empaquetamiento, orientación, formación de límites irregulares, deformación intracrystalina, lamelas, extinción ondulate,

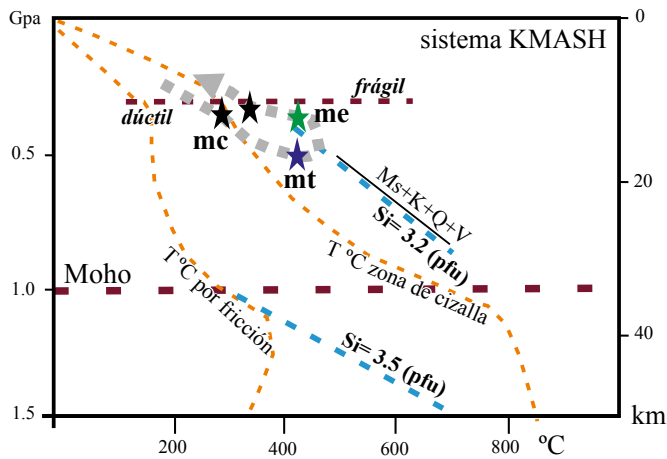


Figura 9. Trayectoria tentativa P-T-t para el metamorfismo de la FC y UAPS. Estimada según los indicadores cinemáticos descritos (Tabla 1), los minerales presentes en las rocas estudiadas (Figuras 4, 5 y 6), contenidos de Si (pfu) en las micas (mbn1 y mbn2; Tabla 2) y las isoplethas de Si (pfu) en fengita coexistente con moscovita (Ms), cuarzo (Q), feldespato (K) y vapor (V) en el sistema KMASH (Massonne y Schreyer, 1987; Raymont, 2000). *mc*- metamorfismo de muy bajo grado, relacionado a clivaje (estrella negra), *mt*- metamorfismo de grado bajo y presión media- parte alta (por transpresión) con el mayor pico de P-T y *me*- metamorfismo de bajo grado y presión media- parte intermedia (retrogrado, por extrusión tectónica). Otros límites y curvas trazadas en el diagrama son tomados de Spear (1995), Kornprobst (2003) y según la SCMR.

*boudinage*, la presencia de estructuras  $\sigma$  y la recristalización de la matriz de las rocas siliciclásticas para formar sericita y cuarzo policristalino, ratifican esta condición. Raymond (2000) indica el límite inferior para el metamorfismo ( $\sim 200$  °C y 0.2–1.5 Kbar) y según Passchier y Trouw (2005) la recristalización dinámica del cuarzo ocurre a temperaturas próximas a los 300 °C, lo que implica un metamorfismo de muy bajo grado, relacionado a las rocas siliciclásticas de la UAPS con P1, P2 y P3, mientras en la FC es común en todos los períodos deformacionales (Figura 8).

B- Metamorfismo de grado bajo y presión media (parte alta) por transpresión (mt). Con el desarrollo de la transpresión en un sector de la zona de falla (P4), se alcanzan las mayores condiciones de P-T y afectan sólo las secuencias ubicadas en esta zona (FC; Figuras 1b, 8c y 9). El mt se caracteriza por la presencia de: cuarzo, albita y mica del tipo mbn1 (moscovita- fengita,  $Si=3.20\text{--}3.34$  pfu) en los MS (UPS y UM; Figuras 4e–4g y 6). Aquí también se forman los minerales descritos en el cuerpo de MG: hornblenda, glaucofana, epidota (UPS; Cruz-Gómez *et al.*, 2007). Se registra el mayor metamorfismo reconocido en la faja (pico de P-T).

C- Metamorfismo de grado bajo y presión media (parte intermedia) por extrusión (me). Vinculado con la extrusión tectónica (P4), a consecuencia de lo cual rocas (meta-siliciclástico, gabro y caliza) de diferentes niveles de la corteza, salen hacia la superficie cercana a la zona de falla (Figuras 8d y 9). Se reconocen gradientes retrógrados (extrusión + enfriamiento) en la UPS por la existencia de: (i) cuarzo, clorita y mica moscovita- mbn2 con bajo Si en los MS (3.05–3.11 pfu; Figuras 4h y 6c) y (ii) presencia de actinolita, epidota, clorita y albita en el MG (Cruz-Gómez *et al.*, 2007).

D- Metamorfismo de muy bajo grado (relacionado al clivaje, mc), pero en el nuevo transporte tectónico (P4; Tabla 1; Figuras 3i, 4d, 4e y 9). El clivaje se manifiesta al SW-NE asociado a las nuevas estructuras, ahora con orientación 70°–80°. Se favorece la removilización mineralógica en la roca de las asociaciones minerales hasta aquí desarrolladas

(Figura 4e y 4f). Con este evento se relaciona la lineación de estiramiento mineral cercana a los 080° ya mencionada (Figuras 4f–4h y 7).

### Evolución de la Faja Cangre

La falla Pinar de edad Eoceno inferior (parte alta; Cáceres, 1997) define el estilo tectónico en la FC. Su configuración definitiva es resultado de la superposición de eventos deformacionales acontecidos durante el funcionamiento de esta falla sobre el terreno Guaniguanico (Figura 10). El no reconocimiento de las formaciones paleogénicas (Ancón y Manacas; Pszczolkowski, 1985) como parte de dicha faja, permitió que algunos investigadores consideraran su metamorfismo asociado a un posible evento de subducción (Simón, 1987; Cruz-Gómez *et al.*, 2007; García-Casco *et al.*, 2008) y en similares condiciones del descrito en los terrenos Pinos y Escambray (García-Casco *et al.*, 2008). Estos últimos autores reconocen que la historia geológica de esta faja es distinta a la de Guaniguanico (no metamorfizado) relacionándola con una subducción (Campaniano superior), en la que intervienen sólo las unidades UPS y UCC, agrupándolas como “terreno Cangre”.

En el presente trabajo se reporta: (i) moscovita-fengita ( $Si=3.20\text{--}3.34$  pfu con  $EA=0.90\text{--}0.93$  pfu) para las mbn1 en la UPS y UM, y moscovita ( $Si=3.07$  pfu con  $EA=0.98$  pfu) para las mbn2 (Tabla 2; Figuras 4c, 4e–4h y 6) sólo en la UPS; (ii) presencia de una lineación de estiramiento mineral (80°) común en las tres unidades; (iii) contraste entre la dirección de los ejes en las estructuras mayores y el rumbo de las capas en todo el terreno Guaniguanico (40°–60°) y la FC (70°–80°; Figura 10) y (iv) marcada inclinación de sus planos de cabalgamiento. Todo lo cual supone una evolución similar entre ellas (UPS, UM y UCC), dichos rasgos y el desarrollo descrito de la falla Pinar (Figura 7), admiten vincular la evolución geológica de la FC a un evento de estructura en flor positiva. En la literatura se ha descrito metamorfismo relacionado con estos procesos (Thompson *et al.*, 1997; Dewey *et al.*, 1998; Fossen y Tikoff, 1998; Goscombe *et al.*, 2003; Allibone y Tulloch, 2008; Kleine *et al.*, 2014; Zanchi *et al.*, 2016) y no es necesario una subducción para explicar el mismo.

Se ha indicado que el metamorfismo disminuye de sur a norte de modo general (Millán, 1972; Piotrowska, 1987; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Cáceres, 1997; Cruz-Gómez *et al.*, 2007). No obstante, se obtiene una dispersión entre las proporciones de los minerales neoformados representados en cada unidad tectónica y dentro de ellas (Figura 5), no aparecen micas mbn2 en la Fm. Sc (UM) y se da una tendencia variable del contenido de Si (pfu) en las micas según una sección transversal por la FC (Figura 6e), lo que demuestra su heterogeneidad metamórfica y niega la variación gradual. Su evolución como una estructura en flor positiva y la yuxtaposición interna de paquetes litológicos de diferentes niveles corticales durante la extrusión tectónica (Figura 10), explica mejor estas particularidades en el metamorfismo.

### CONCLUSIONES

Se definen cuatro períodos deformacionales relacionados al transporte tectónico durante el Paleoceno superior-Eoceno inferior en el occidente de Cuba, bajo un régimen compresivo, donde  $\sigma_1$  de orientación NW 330°–340° rota en sentido horario hasta NE 020°–030°, mientras  $\sigma_3$  se aparta continuamente de la vertical (períodos P1 y P2). La coincidencia en el plano horizontal o muy próximo a este de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , da lugar a la falla Pinar, transcorriente siniestra en el período P3. En determinado sector de dicha falla, una variación en su rumbo, propicia el desarrollo de una estructura en flor positiva, con la consecuente transpresión y extrusión tectónica (P4); se reactivan los cabalgamientos y fallas inversas, esta vez de ángulos más empinados,

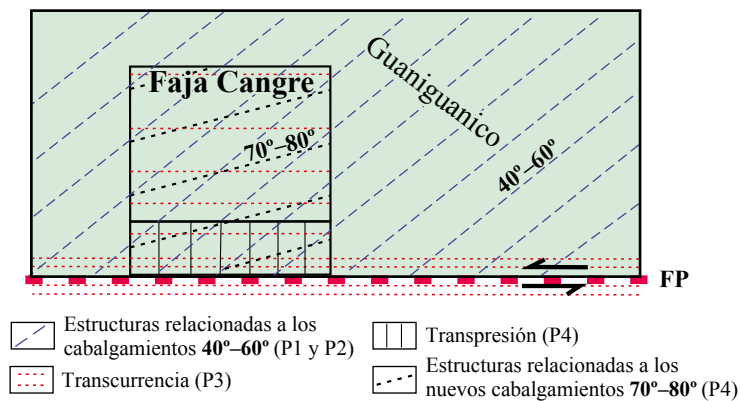


Figura 10. Evolución y configuración de la FC, producto de la superposición de sucesivos períodos deformacionales (Figura 8), desde el inicio de las deformaciones y cabalgamientos (P1 y P2), la aparición y funcionamiento de la falla Pinar (FP) transcurrente sinistral (P3), hasta la transpresión-extrusión tectónica y nuevos cabalgamientos acompañantes (P4).

que muestran componentes del vector desplazamiento por el rumbo y por el buzamiento, y aparecen nuevas estructuras acompañantes que se superponen a las anteriores.

La diferencia en cuanto a los rasgos tectono-metamórficos entre la FC y el terreno Guaniguanico se relacionan al desarrollo de una estructura en flor positiva en este sector. Se desarrollan varios procesos metamórficos: *mc*-metamorfismo relacionado al clivaje (muy bajo grado), presente en todos los períodos deformacionales, igualmente vinculado a las estructuras  $\sigma$  y la recristalización dinámica de los minerales en las rocas; *mt*-metamorfismo de grado bajo y presión media (parte alta) por transpresión (P4), donde se alcanzan los mayores gradientes de  $P/T$ , marcado por cuarzo, albita, mica del tipo mbn1 (en MS), se incluye también hornblenda, glaucofana, epidota (en MG); y *me*-metamorfismo de grado bajo y presión media (parte intermedia-retrógrado) por extrusión tectónica (P4), reconocido en UPS por la presencia de cuarzo, clorita, mica del tipo mbn2 (en MS) y actinolita, epidota, clorita, albita (en MG).

No es la intensidad del metamorfismo lo que aumenta hacia el Sur en la FC, sino de las deformaciones tectónicas. La heterogeneidad del metamorfismo que muestran sus rocas a lo largo de una sección transversal, ha sido provocada por la yuxtaposición de los paquetes litológicos de diferentes niveles corticales durante la extrusión tectónica.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a varios profesores del Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río, por señalamientos realizados a esta memoria en el transcurso de su realización; asimismo los oportunos comentarios del Dr. Antonio García Casco de la Universidad de Granada (España). A las instituciones que ofrecieron su infraestructura para preparar las muestras y realizar distintos análisis. El artículo es una contribución al proyecto DCF-753/2018 (Departamento de Geología, UPR, Cuba). Especial agradecimiento al Dr. Roberto Maldonado, un revisor anónimo y al editor Dr. Luigi Augusto Solari cuyas sugerencias enriquecieron y mejoraron la versión final del manuscrito.

## REFERENCIAS

Agard, P., Vidal O., Goffé B., 2001, Interlayer and Si content of phengite in HP-LT carpholite-bearing metapelites: *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 479-495.

- Allibone, A.H., Tulloch, A.J., 2008, Early Cretaceous dextral transpressional deformation within the Median Batholith, Stewart Island, New Zealand: *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 51(2), 115-134, doi:10.1080/00288300809509854.
- Bailey, S.W., 1984, Classification and structures of the micas, *en* Bailey S.W. (ed.), *Hydrous phyllosilicates: Washington, DC, Mineral Society of America, Reviews in mineralogy*, 13, 1-419.
- Boschman, L.M., Van Hinsbergen, D.J.J., Torsvik, T.H., Spakman, W., Pindell, J.L., 2014, Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic: *Earth Science Reviews*, 138, 102-136, <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.007>
- Cáceres, D., 1997, Estructura geológica y pronóstico preliminar para metales básicos más barita, en la parte central de las Alturas de Pizarras del Sur, Pinar del Río: Pinar del Río, Cuba, Universidad de Pinar del Río, tesis doctoral, 100 pp.
- Cáceres, D., Cruz-Gómez, E.M., 2013, La Faja Cangre como resultado de la transpresión durante el funcionamiento de la Falla Pinar (resumen), *en* Geociencias 2013, 5ta Convención Cubana de Ciencias de la Tierra (*disco compacto*): La Habana, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, ISSN 2307-499X.
- Cáceres, D., Cruz-Gómez, E.M., Gil González, S., 2009, Similitud y diferencias entre las unidades Pino Solo, Mestanza, Cerro de Cabras y el Manto Alturas de Pizarras del Sur. Clave para el desciframiento metamórfico (resumen), *en* Geociencias 2009, 3ra Convención Cubana de Ciencias de la Tierra (*disco compacto*): La Habana, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, ISBN 978-959-7117-19-3.
- Carosi, R., Petroccia, A., Iaccarino, S., Simonetti, M., Langone, A., Montomoli, C., 2020, Kinematics and Timing Constraints in a Transpressive Tectonic Regime: The Example of the Posada-Asinara Shear Zone (NE Sardinia, Italy): *Journal Geosciences* 10, 288, 1-26, doi:10.3390/geosciences10080288
- Cobiella-Reguera, 2008, Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 382-401.
- Cruz-Gómez, E.M., Maresch, W.V., Cáceres, D., Balcazar, N., Martín, K., 2003, La Faja Cangre y sus rasgos metamórficos, Pinar del Río, Cuba (resumen extenso), *en* GEOMIN 2003 (*disco compacto*): La Habana, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, 125-132, ISBN 959-7117-11-8.
- Cruz-Gómez, E.M., Maresch, W.V., Cáceres, D., Balcazar, N., 2007, Significado de las paragénesis de anfíboles en metagabros relacionados con secuencias de margen continental en el NW de Cuba: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 318-327.
- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998, Transpression and transtension zones, *en* *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*: London, Geological Society, Special Publications, 135, 1-14, doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.01
- Fossen, H., Tikoff, B., 1998, Extended models transpression and transtension, and application to tectonic settings, *in* *Continental Transpressional and*

- Transtensional Tectonics: The Geological Society Publishing House, UK, 15-34.
- Fossen, H., Tikoff, B., Teyssier, C.T., 1994, Strain modeling of transpressional and transtensional deformation: Oslo, Norsk Geologisk Tidsskrift, 74, 134-145, JSSN 0029-196X.
- Frehner, M., 2016, Fold axis rotation during transpressional folding: insights from numerical modeling and application to the Zagros Simply Folded Belt, *en* GeoMod 2016 Conference, 17–20 October: Montpellier, France, 3 pp.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M.A., Pindell, J., 2008, Latest cretaceous collision/accretion between the Caribbean plate and caribeana: origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles: *International Geology Review*, 50, 781-809.
- Gordon, M.B., Mann, P., Cáceres, D., Flores, R., 1996, Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary in Western Cuba: *Journal of Geophysical Research*, 102, 10055-10082.
- Goscombe, B., Hand, M., Gray, D., Mawby, J., 2003, The Metamorphic Architecture of a Transpressional Orogen: the Kaoko Belt, Namibia: *Journal of Petrology*, 44(4), 679-711.
- Graziani, R., Montomoli, C., Iaccarino, S., Menegon, L., Nania, L., Carosi, R., 2020, Structural setting of a transpressive shear zone: Insights from geological mapping, quartz petrofabric and kinematic vorticity analysis in NE Sardinia (Italy): *Geological Magazine*, 157(11), 1898-1916. doi:10.1017/S0016756820000138
- Guidotti, C.V. 1973, Compositional variation of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine: *Contributions Mineralogy and Petrology*, 42, 33-42.
- Guidotti, C.V., 1984, Micas in metamorphic rocks: *en* Ribbe, P.H. (ed.), *Micas*, 13, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 13, 357-456.
- Harland, W.B., 1971, Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen: *Geological Magazine*, 108, 27-42.
- Hatten, W.C., 1957, Geology of the Central Sierra de Los Organos, Pinar del Rio province, Cuba: La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos minerales (ONRM), reporte técnico, 84 pp.
- Huang, L., Liu, C., 2017, Three types of flower structures in a divergent-wrench fault zone: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 122(12), 10478-10497, <https://doi.org/10.1002/2017JB014675>
- Iturralde-Vinent, M., 1994, Cuban Geology: a new plate-tectonic synthesis: *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39-70.
- Iturralde-Vinent, M., 2021, Síntesis Geotectónica de Cuba: PREIMPRESO Anales de la Sociedad Cubana de Geología, 11 p, doi:10.13140/RG.2.2.18298.31680
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., 1998, Oblique simple shear in transpression zone, *en* Continental Transpressional and Transtensional Tectonics: UK, The Geological Society Publishing House, 35-40.
- King, D.S., Klepeis, K.A., Goldstein, A.G., Gehrels, G.E., Clarke, G.L., 2008, The initiation and evolution of the transpressional Straight River shear zone, central Fiordland, New Zealand: *Journal of Structural Geology*, 30, 410-430.
- Kleine, B., Skelton, A.D., Huet, B., Pitcairn, I.K., 2014, Preservation of Blueschist-facies Minerals along a Shear Zone by Coupled Metasomatism and Fast-flowing CO<sub>2</sub>-bearing Fluids: *Journal of Petrology*, 55(10), 1905-1939, doi:10.1093/petrology/egu045.
- Kornprobst, N., 2003, Metamorphic Rocks and Their Geodynamic Significance. A Petrological Handbook (Volume 12): Kluwer Academic Publishers (New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow), 208 pp.
- Martínez, D., Fernández de Lara, R., 1988, Informe de los trabajos del levantamiento geológico y búsqueda a escala 1:50 000 de la parte central de la provincia de Pinar del Río, Cuba, Oficina Nacional de Recursos minerales (ONRM), La Habana, reporte técnico, 285 pp.
- Massey, M.A., Moecher, D.P., 2013, Transpression, extrusion, partitioning and lateral escape in the middle crust: Significance of structures, fabrics, and kinematics in the Bronson Hill zone, southern New England, USA: *Journal of Structural Geology*, 55, 62-78.
- Massonne, H.J., Schreyer, W., 1987, Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz: *Contributions Mineralogy and Petrology*, 96, 212-224.
- McClay, K.R., 1992, The Mapping of Geological Structures: Geological Society of London Handbook. Handbook Series Editor- Keith Cox, 155 pp.
- Millán, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica más suroriental de la Sierra de los Órganos: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (IGP), Boletín Actas, 2, 33-35.
- Millán, G., 1987, La asociación glaucofana-pumpellitina en metagabroides de la faja metamórfica Cangre: Pinar del Río, Cuba, Universidad Pinar del Río, Boletín de Geociencias, 3, 35-36.
- Montomoli, C., Iaccarino, S., Simonetti, M., Lezzerini, M., Carosi, R., 2018, Structural setting, kinematics and metamorphism in a km-scale shear zone in the inner nappes of Sardinia (Italy): *Italy Journal Geoscience*, 137, 294-310.
- Mukherjee, S., 2012, Simple shear is not so simple! Kinematics and shear senses in Newtonian viscous simple shear zones: *Geological Magazine*, 149(5), 819-826, DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756811001075>
- Mulchrone, K.F., Mukherjee, S., 2016, Kinematics and shear heat pattern of ductile simple shear zones with 'slip boundary condition': *International Journal of Earth Sciences*, 105, 1015-1020, DOI 10.1007/s00531-015-1206-y
- Li, P., Sun, M., Rosenbaum, G., Cai, K., Chen, M., He, Y., 2016, Transpressional deformation, strain partitioning and fold superimposition in the southern Chinese Altai, Central Asian Orogenic Belt: *Journal of Structural Geology*, 87(C), 64-80, doi: 10.1016/j.jsg.2016.04.006
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005, *Microtectonics*: Springer Berlin Heidelberg New York, 366 pp., doi:10.1007/3-540-29359-0
- Piotrowska, K., 1975, The nappe development in the Sierra de Los Organos (Western Cuba): *Bulletin L'Académie Polonaise des Science, Série des Sciences de la Terre*, 22, 43-52.
- Piotrowska, K., 1987, Las Estructuras de nappes en la Sierra de los Órganos, *en* Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., de la Torre, A., Myczynski, R., Haczewski, G., (eds.), *Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río*: La Habana, Cuba, Editorial Científico Técnica, 85-156.
- Pszczolkowski, A., 1985, Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la Faja Cangre, Provincia de Pinar del Río, Cuba: *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 10, 31-35.
- Pszczolkowski, A., 1999, The Exposed Passive Margin of North America in Western Cuba, *en* Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*: Amsterdam, Elsevier Science B.V., cap. 4, 93-121.
- Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Myczynski, R., Piotrowski, J., Skupinski, A., Grodzicki, J., Danilewski, D., Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico de escala 1: 250 000 de la provincia de Pinar del Río: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, reporte técnico, 400 pp.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures*: London, Academic Press INC, LTD, 462 pp.
- Raymont, L.A., 2000, *Petrology. The Study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks*, second edition: Boston, MA, EE.UU., McGraw-Hill, 719 pp.
- Simón, A., 1987, Extremo occidental del arco septentrional cubano: Pinar del Río, Cuba, Universidad Pinar del Río, Boletín de Geociencias, 2, 3-27.
- Spear, F.S., 1995, *Metamorphic Phase Equilibria and P-T-t paths*: Washington D.C., Mineralogical Society of American Monograph, 799 pp.
- Thompson, A.B., Schulmann, K., Jezek, J., 1997, Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive orogens): *Tectonophysics*, 280, 171-184.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992, *Structural Geology*: San Francisco, CA, EE.UU., W.H. Freeman & Co., 532 pp.
- Velde, B., 1967, Si<sup>++</sup> content of natural phengites: *Contributions Mineralogy and Petrology*, 14, 250-258, <https://doi.org/10.1007/BF00376643>
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, 95(1), 185-187, <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Woodcock, N.H., Fischer, M., 1986, Strike-slip duplexes: *Journal Structural Geology*, 8(7), 725-735, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90021-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90021-0)
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Balini, M., Ghassemi, M.R., 2016, Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband basin, NE Iran: *Gondwana Research*, 38, 149-170, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.008>

Manuscrito recibido: mayo 19, 2021

Manuscrito corregido recibido: octubre 16, 2021

Manuscrito aceptado: octubre 18, 2021