

Análisis estructural de la zona de Yaguanabo, macizo Escambray, Cuba Central, aplicando criterios macro y microtectónicos

Ana Ibis Despaigne Díaz¹
Dámaso Cáceres Govea¹

ibis@geo.upr.edu.cu
dcaceres@geo.upr.edu.cu

Resumen

Criterios macro y microestructurales han sido combinados en el estudio estructural de la zona de Yaguanabo en la cúpula de Trinidad, macizo Escambray, Cuba Central, para el análisis de las deformaciones ocurridas en el mismo y su orden cronológico. Se mapearon foliaciones, fallas, ejes de pliegues, lineaciones minerales y grietas, y se estudiaron indicadores cinemáticos y foliaciones, en secciones delgadas orientadas. Se muestra la existencia de los napes: Monforte, con rocas metamorizadas en alta presión, La Sierrita y Yaguanabo, con un metamorfismo en la facie de esquistos verdes. Se han revelado tres foliaciones de carácter dúctil S_1 , S_2 y S_3 y un clivaje de fractura más tardío, S_4 . Afectaron el área cuatro fases de deformación con plegamiento (D_{1-4}) y una fase D_5 donde predominan las estructuras disyuntivas. Las fases D_{1-2} se asocian a un proceso de subducción que generó el metamorfismo del nape Monforte. La Sierrita y Yaguanabo penetraron a menores profundidades en la zona de subducción y se metamorizaron en la facie de esquistos verdes. Durante la fase D_3 se produce la superposición de napes en un régimen de colisión-exhumación. Se forma además, un pliegue kilométrico con vergencia noreste, coincidente con los movimientos tectónicos revelados por otros indicadores. La fase D_4 se caracteriza por pliegues abiertos de plano axial vertical, en una etapa más avanzada de la exhumación, donde además se forman las cúpulas. Durante D_5 se forman fallas transcurrentes diestras y fallas normales que afectan a todos los napes del área.

Palabras clave

Escambray, Yaguanabo, análisis microtectónico, análisis microtectónico, cúpula Trinidad.

Structural analysis of Yaguanabo area, Escambray massif, Central Cuba, using macro and microstructural criteria

Abstract

The study focused on the general structure of the Yaguanabo area, using a combined macro and microstructural analysis. The results highlighted several parameters on the tectonic evolution, and thus make possible their extent to the whole massif. Several structural elements were measured such as: foliations, faults, fold axes, mineral lineations and joints together with a microtectonic analysis in oriented thin sections. The area is subdivided into three napes: the most external, Monforte (with high pressure rocks), and La Sierrita y Yaguanabo with rocks metamorphosed in a green schist facie. Three ductile foliations S_1 , S_2 and S_3 were mapped and a S_4 younger fracture cleavage. Deformation phases with associated folding phases are labelled as D_{1-4} and a D_5 late phase without folding. The D_{1-2} phases were generated in a subduction environment and caused the high pressure metamorphism of Monforte nappe. La Sierrita and Yaguanabo nappes were subducted at a shallower depth and indeed suffered a green schist facie metamorphism. The D_3 was produced during collision and exhumation. During this phase, the nape structure of the area was built up and a kilometric overturned fold formed. The asymmetry of the regional fold indicates northeast vergence and tectonic transport to the northeast. These tectonic movements are associated with the nape pile building. During D_4 folding is characterized by open folds with steep axial planes and the formation of the final dome structure of the Escambray. In the last D_5 phase, strike slip and normal faults occurred.

Key words

Escambray, Yaguanabo, microtectonic analysis, macrotectonic analysis, Trinidad dome.

INTRODUCCIÓN

La estructura geológica de zonas metamórficas es particularmente interesante debido a que las secuencias metamorfozadas son ricas en estructuras planares y lineales. Los minerales que componen las rocas guardan evidencias de todos los procesos de deformación ocurridos, y se convierten entonces en un instrumento potente de análisis de deformaciones, tanto a nivel macro como microtectónico (Passchier & Trouw, 1998).

Las estructuras encontradas en rocas de niveles profundos de los cinturones orogénicos son diferentes a las encontradas en niveles superiores de la corteza terrestre. La diferencia fundamental está dada por la acción de factores como presión y temperatura en los niveles profundos, que se manifiestan en diferentes estructuras de carácter dúctil en estas rocas, y en un intenso plegamiento. Los pliegues son más característicos que las fallas y se forman una serie de superficies planares (esquistosidad, clivaje, etc). En estos casos, existe una intensa recristalización de los minerales bajo compresión, que se registra como una orientación preferente y que produce fábricas planares y lineales en las rocas metamórficas (Turner & Weiss, 1963; Wood, 1974; Hobbs, 1986; Park, 1989).

A niveles más someros predominan las estructuras desarrolladas en el campo dúctil-frágil y frágil, con desarrollo de grietas de diversos tipos (cizalla, cizalla conjugada, extensión, híbridas conjugadas, grietas en escalón), y también fallas. Las estructuras planares están representadas principalmente por las descritas con anterioridad, y otros como clivaje de fractura y pliegues. También son ricas las estructuras lineales (Price & Hancock, 1972; Platt & Vissers, 1980; McClay, 1987). En estos casos son muy comunes las lineaciones producidas por la intersección de diferentes estructuras planares que definen una línea (son penetrativas), así como las lineaciones no penetrativas asociadas a los planos de fallas

(escamas de calcita, crecimientos de minerales, espejos de fallas). De lo anterior se deduce que el mapeo estructural de detalle revela los diferentes niveles estructurales en los cuales se han deformado las secuencias rocosas.

Las superficies planares y lineales se analizan como poblaciones de datos que guardan una relación de orientación similar, para una determinada fase deformacional, aunque se establecen además sectores en los cuales pueden ocurrir rotaciones locales (McClay, 1987).

En las rocas metamórficas es muy importante el estudio de estas superficies a nivel microscópico. Mediante éste, se revelan los mecanismos que provocan las deformaciones en los minerales y que ocurren a escala de grano. Estos procesos dependen de factores litológicos como la mineralogía, la composición del fluido intergranular, el tamaño del grano, la orientación preferencial de minerales, la porosidad y permeabilidad, y factores externos como la temperatura, la presión litostática, el estrés diferenciado y la presión del fluido. Las microestructuras que se observan a escala microscópica son el resultado de la acción de estos mecanismos, y se convierten en una herramienta importante en la identificación de los procesos de deformación que han afectado a las rocas (Passchier & Trouw, 1998). Por otra parte, pueden interpretarse las foliaciones producidas por efecto del metamorfismo, bajo determinadas condiciones de estrés. Es posible además, la diferenciación de varias foliaciones en una misma sección delgada usando criterios de superposición, a la vez que se determinan los minerales involucrados en cada una.

El geólogo holandés Henk J. Zwart (1960) se considera el pionero en el análisis microtectónico en secciones delgadas orientadas. Este científico postuló una serie de reglas para la determinación de las deformaciones en los minerales de las rocas metamórficas, sentando las bases para el

surgimiento de una rama de la ciencia llamada **Microtectónica**. Se ha demostrado, por datos experimentales y estudios de secciones delgadas, que los minerales bajo ciertas condiciones de estrés, presiones y temperaturas, desarrollan microestructuras características de alta plasticidad, que sirven como valiosos indicadores cinemáticos (Zwart, 1960; Durney & Ramsay, 1973; Reks & Gray, 1982; Ramsay & Hubber, 1983; Simpsons & Smith, 1983; Passhier & Simpson, 1986; Eisbacher, 1970; Lister & Snoke, 1984; Goldstein, 1988; Passchier & Trouw, 1998). Es posible entonces determinar el sentido de movimiento en zonas de shear, a través de estudios microestructurales, y correlacionarlo con determinadas áreas o regiones, comparando siempre estos resultados con los observados a nivel de afloramientos.

El macizo Escambray es probablemente la zona de más alta complejidad geológica del territorio cubano. Los aspectos más importantes de la geología del macizo han sido estudiados y revelados durante las décadas del 1970-80 (Millán 1972; Millán & Somin, 1976; Millán & Myczynski, 1978; Somin & Millán, 1982; Millán & Somin, 1985 a y b), postulándose sobre todo, las unidades tectónicas que lo componen, la relación con los complejos adyacentes y datos sobre su estratigrafía. Recientemente, los trabajos de Stanek *et al.* (2006) en la cúpula de Santi Spiritus, contemplan un estudio con cierto grado de detalle sobre su estructura interna, sin embargo en la cúpula de Trinidad, no se han desarrollado trabajos de este tipo.

El presente trabajo constituye un primer acercamiento al estudio de la estructura geológica de la cúpula de Trinidad, que ofrece una panorámica de los principales procesos que han ocurrido en el Escambray, y que pueden ser correlacionados con otras zonas estudiadas dentro del propio macizo. El uso de criterios macrotectónicos y

microtectónicos combinados, permite revelar con efectividad la ocurrencia de deformaciones y su cronología, con el posterior esclarecimiento de la estructura geológica regional. Los mismos han sido aplicados en la zona de Yaguanabo, por su fácil acceso, cantidad de estructuras geológicas y afloramientos.

Geología del macizo metamórfico Escambray

El macizo Escambray se extiende 1 800 km² hacia la parte sur de Cuba central en las montañas del grupo Guamuhaya. El mismo está dividido en dos cúpulas (Figura 1): la de Trinidad hacia el oeste y la de Santi Spiritus hacia el este, separadas por la cuenca de Trinidad (Millán, 1997b). Se caracteriza por un relieve montañoso pronunciado cuya altura principal es el Pico San Juan, con 1 156 m s.n.m, en la cúpula de Trinidad. El Escambray forma una ventana tectónica bajo una serie de anfibolitas pertenecientes al complejo Mabujina (Somin & Millán, 1976; 1981; Dublan & Álvarez Sánchez, 1986; Millán, 1996; Millán, 1997 a y b). Está compuesto básicamente por rocas metasedimentarias y metavulcanógenas mezcladas a veces con rocas eclogíticas, anfibolitas granatíferas, piroxenitas, serpentinitas y zoisititas, tanto intercaladas con los metasedimentos, como en zonas de melange serpentínico (Millán, 1997b; Shneider *et al.*, 2004; Stanek *et al.*, 2006). Los protolitos sedimentarios son de edad Jurásico a Cretácico Superior, basado esencialmente en el descubrimiento de amonites en las secuencias metasedimentarias, y en comparaciones con secuencias similares de la cordillera de Guaniguanico en Cuba occidental (Millán & Myczcinski, 1978; Millán & Somin, 1981; Stanik *et al.*, 1981; Somin *et al.*, 1992; Millán 1997a; Pszczolkowski, 1978, 1999).

Millán (1997b) divide al macizo en cuatro unidades fundamentales llamadas unidades tectónicas de orden principal (Figura 1). La unidad I agrupa rocas metamorfizadas en la facie de esquistos verdes, y

comprende tanto los protolitos jurásicos como los cretácicos. Sólo aflora en la parte central de la cúpula de Trinidad, y su litología característica está integrada por metacarbonatos, esquistos cuarzo- micáceos, mármoles, esquistos carbonatados y rocas metavolcánicas. Pueden aparecer cuerpos de serpentinitas, metagabros y metadiabasas. No aparecen relictos de un metamorfismo previo de alta presión.

La unidad II sufrió condiciones de metamorfismo de alta presión y baja temperatura, y está representada por mármoles, micaesquistos carbonatados con grafito, metavolcánicos, metareniscas y metapelitas. La edad del protolito se asume Jurásica. El área de afloramiento de esta unidad se localiza hacia la parte central de la cúpula de Santi Spiritus, y en la zona norte de la cúpula de Trinidad (Figura 1).

La unidad III aflora como un estrecho cinturón, bordeando ambas cúpulas, y formando klippen hacia la zona central de la cúpula de Trinidad (Figura 1). Las rocas características son esquistos cuarzo- micáceos con grafito, mármoles grafiticos, y esquistos carbonatados. Los micaesquistos incluyen cuerpos de eclogitas, metabasitas, serpentinitas, micaesquistos granatíferos, y anfibolitas granatíferas. La secuencia muestra un metamorfismo de alta presión primario, con un metamorfismo retrógrado sobreimpuesto, en las facies de esquistos verdes.

La unidad IV solo aparece hacia la parte norte del macizo, formando una franja estrecha y en contacto con las rocas del arco volcánico (Figura 1). Esta unidad presenta un metamorfismo en la facie de esquistos verdes, sin evidencias de un metamorfismo de alta presión.

El patrón del metamorfismo está invertido con relación a las cúpulas. Las unidades menos metamorfizadas ocupan

las posiciones estructurales mas bajas (unidad I), las metamorfizadas en facie de esquistos verdes y esquistos azules lawsoníticos ocupan una posición intermedia (unidad II) y las de mayor grado metamórfico se localizan en el tope de la pila tectónica (Millán, 1997b). Solo la unidad IV no cumple este patrón, y pudiera tratarse del emplazamiento tectónico del complejo Mabujina sobre el Escambray (Millán, 1997b; Stanek *et al.*, 2006). Las diferentes condiciones metamórficas indican subducción en diferentes niveles estructurales.

Stanek *et al.* (2006) han propuesto un modelo tectónico diferente para la cúpula de Santi Spiritus. Estos autores destacan tres unidades tectónicas dentro del Escambray, nombradas Pitajones, Gavilanes y Yayabo, que se corresponden de forma general a la clasificación establecida por Millán (1997b), con algunas diferencias. El nape Pitajones se corresponde con parte de las unidades II y IV de Millán, mientras Yayabo y Gavilanes, con la unidad III. Según el modelo, el transporte tectónico de las unidades es hacia el noreste, dado por indicadores cinemáticos y la vergencia de las estructuras, y tuvo lugar durante los procesos de subducción y colisión del macizo con el arco volcánico Cretácico, y su acreción final con la plataforma de Bahamas.

Los sedimentos de las cuencas adyacentes están inclinados hasta 40°, lo que indica un periodo largo de levantamiento del macizo (Stanik *et al.*, 1981); se estima que el Escambray alcanza la superficie terrestre a los 45 m.a, dada la aparición de cantos de rocas de alta presión en conglomerados del Eoceno Medio (Kantchev, 1978).

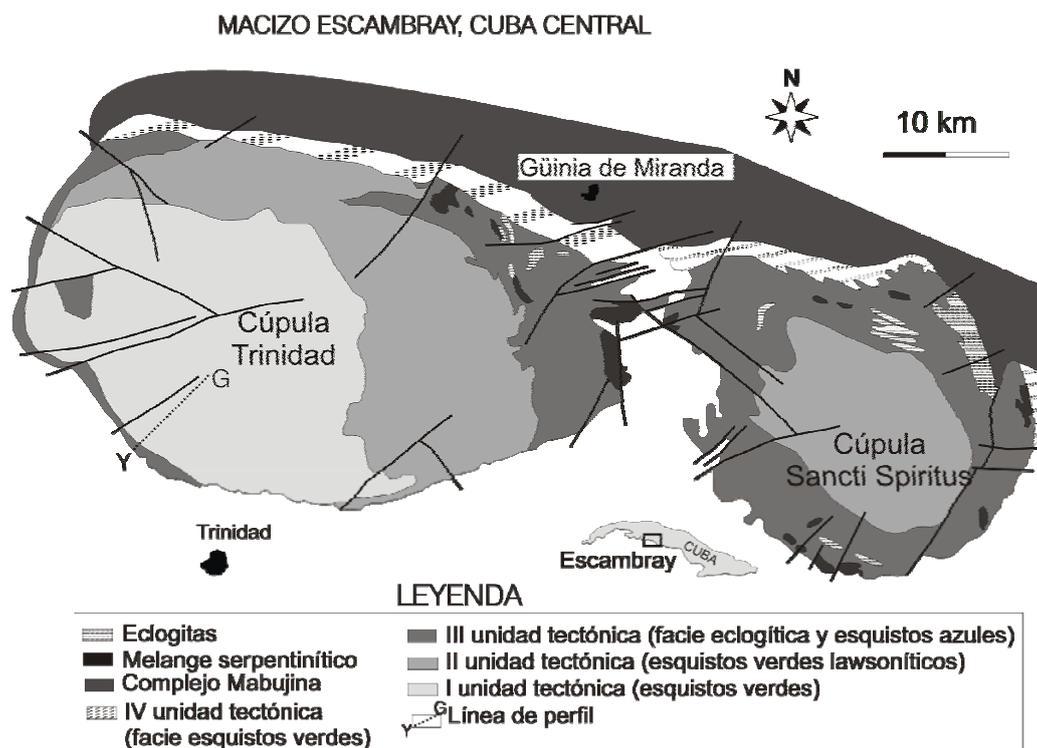


Figura 1. Unidades tectónicas del Escambray (Millán, 1997b) con la ubicación del perfil de trabajo.

Metamorfismo

Millán y Somin, durante los años 1970-80, realizaron una amplia descripción petrográfica de las rocas del Escambray, agrupando las unidades en zonas metamórficas según los minerales constituyentes, ofreciendo así una caracterización del metamorfismo. Según reportan estos autores (Millán & Somin, 1976; 1981; 1985a), el Escambray sufrió un metamorfismo regional invertido de baja relación T/P y un metasomatismo sódico. El metamorfismo de alta presión fue generado en un régimen de subducción relacionado con una zona de arco volcánico. La facie de esquistos verdes es mucho más joven, ocurrió en el Cretácico temprano, durante la colisión de las rocas del Escambray con el arco volcánico cretácico (Millán, 1997b).

El metamorfismo de alta presión refleja condiciones entre 15-16 Kbar, y temperaturas (T) entre 600-650°C, registradas en bloques de eclogitas (Schneider *et al.*, 2004). Según Grevel (2000), pueden

alcanzar hasta 16-20 Kbar y 580-630°C, basado en eclogitas del nape Gavilanes en la cúpula de Santi Spíritus. Las condiciones de P-T para las unidades metamorfozadas en facie de esquistos verdes, aún no han sido descritas para el Escambray.

Edades de alrededor de 70 m.a se reportan para eclogitas tanto de las zonas de melange serpentinitico, como intercaladas con metasedimentos, lo que sugiere su relación con picos metamórficos asociados con la subducción (Schneider *et al.*, 2004; García-Casco *et al.*; 2006). También se reportan trayectorias P-T frías en condiciones de retrogresión para estas eclogitas, que se consideran relacionadas a la exhumación mientras la subducción está aún activa (Schneider *et al.*, 2004; García-Casco *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2006).

MÉTODOS

Para el estudio de la estructura geológica se utilizó el mapeo estructural de detalle, con la medición e interpretación de elementos estructurales planares y lineales, tales como: ejes de pliegues, foliaciones, lineaciones minerales, grietas de cizalla y cizalla conjugada, grietas de extensión y lineaciones en planos de fallas. Para ello se escogió un perfil geológico de aproximadamente 7,5 km² en la zona de Yaguanabo (Figuras 1 y 2).

El método utilizado para la medición de los elementos planares fue el de azimut de buzamiento y buzamiento (*dip direction and dip*), mientras que las lineaciones se midieron según el rumbo y hundimiento (*strike and plunge*).

Los elementos estructurales se han agrupado en diferentes fases de deformación de acuerdo a su orientación y correlación en diferentes afloramientos. Se emplearon además criterios de superposición de foliaciones, fases de plegamiento, lineaciones y fallas, para establecer las diferentes fases de deformación descritas (McClay, 1987). Un aspecto de interés valorado a nivel de afloramiento, fue la interpretación de indicadores cinemáticos que indican sentido de movimiento tectónico. Se identificaron diversos tipos, tales como estructuras sigmoidales

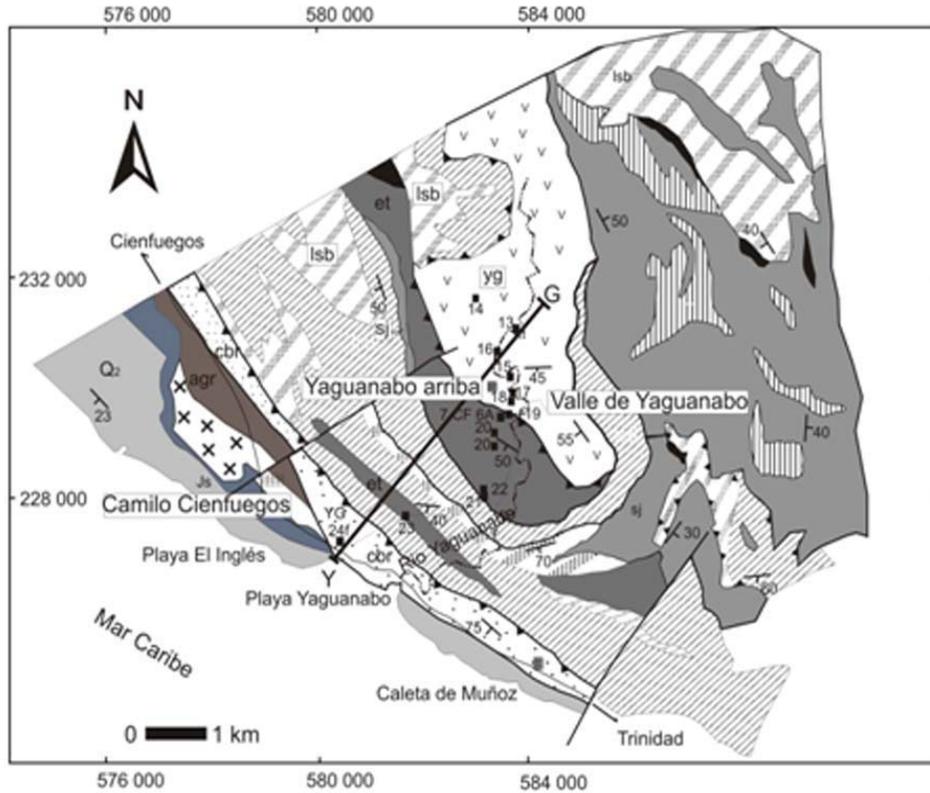
rotadas, clivaje milonítico, escamas de calcita en planos de fallas, asimetría y vergencia de pliegues, y cabalgamientos de bajo ángulo. El mapeo de grietas de cizalla y cizalla conjugada, ofreció la orientación del máximo estrés compresivo σ_1 cuando ocurrieron las deformaciones. Se tomaron muestras orientadas para estudios de microtectónica y metamorfismo. La toma de estas muestras se efectuó según el método de Passchier & Trouw (1998).

Se analizaron secciones delgadas orientadas para el estudio de superposición de foliaciones e indicadores cinemáticos, que pudieran ofrecer información sobre diferentes superficies planares asociadas al metamorfismo (foliaciones), y el sentido de movimiento tectónico de las unidades involucradas. En todos los casos las secciones fueron cortadas perpendiculares a la foliación principal. El tope de la muestra se ubica siempre, hacia la parte superior de las fotos. También se interpretó el carácter de las superficies planares (dúctiles o frágiles), y algunos aspectos de la porfiroblastesis en relación con las deformaciones. Las diferentes estructuras microscópicas se han analizado en constante comparación con los datos de campo.

RESULTADOS

Descripción geológica estructural del perfil Yaguanabo (YG)

Comienza desde la carretera del circuito Sur por el camino que va a Yaguanabo arriba hasta el valle de Yaguanabo. Su orientación es suroeste-noreste (Figuras 1 y 2). El perfil se ha etiquetado como YG. Las rocas que lo componen se han dividido en tres napes tomando como base la estructura geológica general de la cúpula de Trinidad, según la clasificación de Millán & Álvarez-Sánchez (1992) y Millán (1997b). Las rocas, en el borde de la cúpula, son metaterrígenas y metacarbonatas, representadas por esquistos cuarzo-micáceos y mármoles de la Formación Loma La Gloria, y mármoles grafiticos con esquistos carbonatados foliados, de la Formación Cobrito (Figura 2). En ambas, pueden aparecer cuerpos de eclogitas con metamorfismo de alta presión. En el área de estudio estos cuerpos, no han sido encontrados, pero los litotipos se corresponden con la descripción de estas formaciones que afloran en todo el borde de la cúpula de Trinidad. Estas rocas se han agrupado bajo el nombre de nape Monforte.



Mapa base: Mapa geológico de Cuba 1: 100 000 (García Delgado et al, 1998)

LEYENDA

<p>Q Depósitos cuaternarios</p> <p>ma Fm Moscas (K_s). Calizas, conglomerados, areniscas cálcareas y margas.</p> <p>agr Complejo Mabujina (J₁-K₁). Anfibolitas normales bandeadas, hasta grano grueso.</p> <p>et Fm El Tambor (K₁). Esquistos cuarzo micáceos, mármoles, esquistos verdes cálcareos, metasilicitas y esquistos verdes metavulcanógenos.</p> <p>v v Fm Yaguanabo (K₁). Mármoles, calcoesquistos. Esquistos verdes metavulcanógenos básicos</p> <p>lsb Fm La Sabina (K₁). Metasilicitas, esquistos verdes metavulcanógenos, mármoles, y esquistos metapelíticos.</p> <p>lca Fm los Cedros (K₁). Mármoles grises laminados, grafiticos, metasilicitas, esquistos cálcareos y esquistos verdes metavulcanógenos.</p> <p>lgl Fm Loma La Gloria (J₁-oxf). Esquistos cuarzo micáceos, esquistos moscovíticos grafiticos e intercalaciones de eclogitas y metabasitas granatíferas. Fm Cobrito cbr (J₁-oxf). Mármoles grises laminados, esquistos cálcareos grafiticos, intercalaciones de eclogitas y metabasitas con granate.</p> <p>sj Grupo San Juan (J₁). Mármoles</p> <p>ll Fm La Llagua (J₁). Metareniscas y filitas lustrosas.</p> <p>serp Cuerpos de serpentinitas</p> <p>x x Granitoides</p>	<p>SÍMBOLOS</p> <p> Fallas de sobrecorrimiento entre napes principales</p> <p> Fallas inversas entre unidades menores</p> <p> Contactos normales entre unidades</p> <p> Buzamiento de la esquistosidad principal</p> <p> Poblados</p> <p> Ríos y arroyos</p> <p> Carreteras principales</p>
--	--

Figura 2. Mapa geológico del área de Yaguanabo con representación de la línea de perfil y los puntos de observación.

Otro grupo de rocas está constituido por esquistos verdes calcareos (calcoesquistos), esquistos verdes metavulcanógenos (metabasitas), metareniscas y mármoles. Este grupo se ha separado en los napes La Sierrita y Yaguanabo. En el primero abundan los paquetes potentes de metareniscas y serpentinitas en los contactos con el nape Yaguanabo. Presenta además rocas metaultramáficas compuestas por actinolita, talco y antigorita, y variedades metasomáticas con mucha epidota, pudiendo aparecer también rocas verdes metavulcanógenas. El nape Yaguanabo se compone básicamente de rocas verdes metavulcanógenas que afloran en un área extensa en el valle del mismo nombre (Figura 2). Junto con los esquistos hay esporádicas intercalaciones de mármoles y calcoesquistos.

El punto inicial (YG-24f, Figura 2) se encuentra en las cercanías de la carretera a Trinidad, en rocas pertenecientes al nape Monforte. Son esquistos cuarzo-micáceos, intercalados con capas de mármoles, y esquistos calcareos micáceos, con espesores desde varios centímetros hasta metros, en el único afloramiento representativo de este nape. En el mismo se han detectado varias superficies planares S_2 , S_3 y grietas híbridas conjugadas. La foliación principal es S_2 y está plegada, y los planos axiales de las crenulaciones definen una nueva superficie S_3 (Figura 3A). Todo el corte está afectado por un sistema de grietas híbridas conjugadas. Son visibles restos de S_0 paralelos y subparalelos a las superficies de S_2 existiendo evidencias de transcurrencia dúctil diestra, que desplaza a vetas de calcita y genera ejes de pliegues muy abruptos (hasta 60°).

Grietas de extensión jóvenes cortan a toda la estructura. La foliación S_2 tiene buzamientos hacia el sureste con ángulos

hasta 50° , mientras que la S_3 , buza hacia el noroeste (Figura 4). En el nape Monforte se han observado indicadores cinemáticos como escamas de calcita en planos de fallas inversas que indican movimientos al noreste.

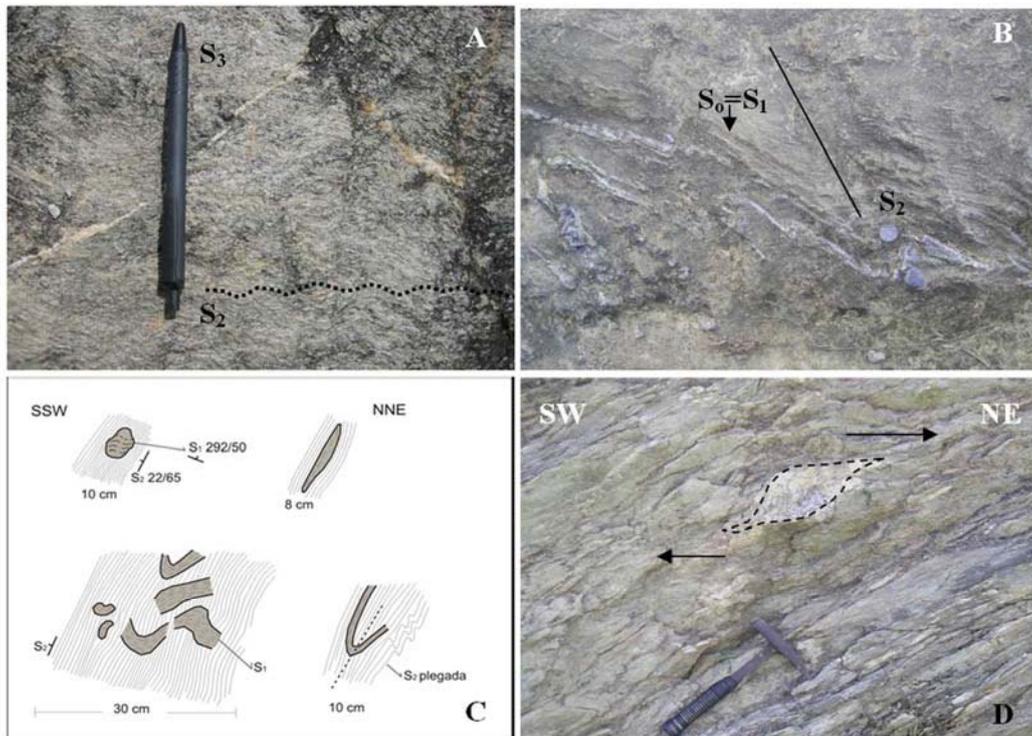


Figura 3. Estructuras macroscópicas en el perfil YG. A) Esquistosidad S_2 crenulada y un clivaje de crenulación planar axial S_3 , nape Monforte, punto YG.24f. B) Superficie S_0 plegada junto a S_1 y una esquistosidad S_2 planar axial, nape Yaguanabo. C) Restos de una esquistosidad antigua S_1 conservada en mármoles, discordante con la esquistosidad principal S_2 en el nape La Sierrita. Se observan charnelas de micropliegues apretados F_1 . D) Estructura sigma rotada en horizonte plástico con pliegues de arrastre. La asimetría de las colas indica movimiento al noreste. Nape La Sierrita.

En dirección a Yaguanabo arriba, estos esquistos se ponen en contacto con otros verdes, cálcareos, y mármoles del nape La Sierrita. Se observan numerosas escamas de calcita en planos de falla transcurrentes, que indican desplazamientos diestros. La litología más abundante son calcoesquistos con clorita y mica blanca, pero intercaladas con estos, aparecen estratos potentes de metareniscas. En todo el corte predominan los pliegues parasíticos asociados al clivaje. Los ejes de estos pliegues se

hunden al noroeste y sureste (Figura 4). Son de tipo asimétricos, con flanco largo buzando al suroeste. La asimetría del plegamiento (de fase F_3), indica transporte tectónico al noreste (Figura 5). En el punto YG-22, una secuencia de calcoesquistos se intercala con un estrato potente de aproximadamente un metro, de una roca verde masiva con actinolita y epidota, que corresponde a una metabasita. El contacto entre ambas litologías es concordante.

Cerca del poblado de Yaguanabo arriba, aún dentro del nape La Sierrita, se siguen observando indicadores cinemáticos que evidencian movimientos al noreste, como fragmentos de rocas desplazados en una matriz clorítica, y escamas de calcita en planos de fallas, así como los micropliegues parasíticos tipo Z con vergencia noreste. Los indicadores de transcurrencia están en todo el perfil de Yaguanabo. Cabalgamientos de bajo ángulo son visibles en la secuencia rocosa, así como horizontes dúctiles con pliegues de arrastre, cuyos planos axiales buzando al suroeste. Aparecen además estructuras sigmoidales rotadas, que siguen indicando los movimientos al noreste (Figura 3D).

Las capas de metareniscas tienen pliegues isoclinales apretados, representantes de una fase antigua de plegamiento, F_1 . El buzamiento de S_2 es hacia el suroeste y está plegada, mientras que la S_3 posee dos máximos de datos que indican su plegamiento por una fase más tardía (Figura 4).

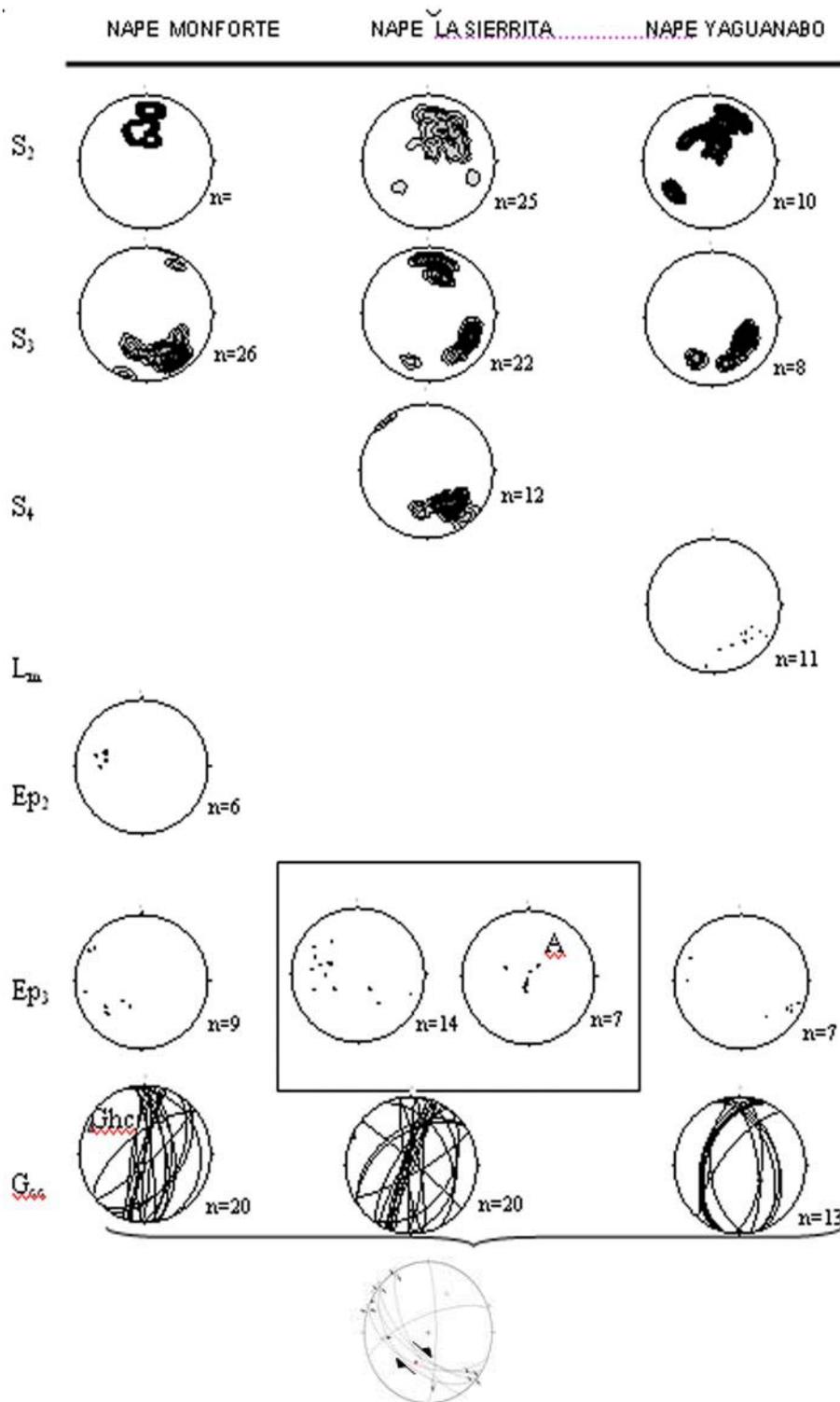


Figura 4. Elementos estructurales medidos en el perfil YG. S_2 : Foliación S_2 , S_3 : Foliación S_3 , S_4 : clivaje de fractura, L_m : lineaciones minerales, Ep_2 : Ejes de pliegues de fase F_2 , Ep_3 : Ejes de pliegues de fase F_3 , G_{cc} : Grietas de cizalla conjugada, FT: fallas transcurrentes, A: ejes de pliegues abruptos ligados a transcurrencia. Ghc: Grietas híbridas conjugadas. Los círculos, cuadrados y triángulos en los diagramas de grietas representan las posiciones de σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente.

En el punto YG-20 (Figura 2), los calcoesquistos y mármoles aparecen intensamente cizallados y agrietados en un contacto tectónico, donde predominan serpentinitas, y rocas verdes metaultramáficas con antigorita, talco y anfíbol. Las capas de serpentinitas son de pequeño espesor, hasta 4 cm, y son concordantes con la orientación de la foliación principal. A pesar de que estos horizontes de pocos centímetros, son concordantes a S_2 , se han formado en una etapa más tardía, durante D_3 . En la Figura 5 se representan los elementos estructurales medidos en todo el perfil YG. La relación entre S_2 y S_3 se manifiesta con plegamientos mas abruptos de S_3 en los napes, Monforte y La Sierrita sin embargo, dentro del nape Yaguanabo esta relación cambia, y se observan relaciones perpendiculares entre S_2 y S_3 . Hacia el final del perfil, existe una inversión de la relación S_2 - S_3 . En esta zona, la S_3 buza a menor ángulo que S_2 (Figura 5). En el flanco largo de este gran pliegue F_3 , que aflora mayormente en el área del nape La Sierrita, el buzamiento de S_2 y S_3 es de subparalelo a paralelo, lo que se corresponde con un plegamiento casi isoclinal, apretado. Este paralelismo de ambas foliaciones hace que los horizontes de serpentinitas sean paralelos o subparalelos a S_2 (Figura 5), sin embargo se han integrado a la estructura general, durante la superposición de napes del área, y la formación de la foliación S_3 .

Los esquistos verdes tienen aspecto talcoso y contienen numerosos micropliegues de crenulación. Este afloramiento es rico en indicadores cinemáticos como estructuras sigmoidales rotadas, clivaje sigmoidal, pliegues asimétricos con vergencia noreste y escamas de calcita en planos de falla, todos indicando transporte tectónico al noreste (Figura 3D). En este mismo punto hay pliegues de más de un metro que corresponden a una fase F_3 .

El punto YG-19 es un contacto tectónico donde aparecen nuevamente horizontes de serpentinitas y esquistos talcosos y se observa un intenso cizallamiento de las rocas. Existen estructuras duplex que indican, nuevamente, movimientos al noreste (Figura 5). A partir de este punto afloran las metavulcanitas básicas de la formación Yaguanabo pertenecientes al nape Yaguanabo. Existe también, una foliación antigua S_1 preservada en mármoles. Estos indicadores en capas de mármoles representan restos de pliegues antiguos, con charnelas aisladas, desmembradas en la foliación principal S_2 (Figura 3C). En algunos sectores, aparecen escamas de calcite en planos de falla que indican un movimiento al sureste, tratándose de fallas de retrocabalgamiento.

En el poblado Yaguanabo arriba afloran esquistos verdes metavulcanógenos donde sobresalen la actinolita y plagioclasa. Aparece una lineación mineral de actinolita en el plano S_2 , cuya orientación coincide con los ejes de los pliegues de fase F_3 (Figura 4) y continúan observándose los micropliegues parasíticos tipo Z (Figura 5). Las rocas verdes están intercaladas con capas de mármoles y calcoesquistos, aunque predominan las intercalaciones de mármoles. Después del río Yaguanabo, se hacen más abundantes los esquistos verdes metavulcanógenos. Hacia el final del perfil, se destaca la presencia de pliegues tipo M, donde la relación entre S_2 y S_3 es perpendicular (Figura 5). En este nape también continúan las evidencias de fallas transcurrentes. Las fallas son diestras y poseen una orientación o desplazamiento sureste-noroeste (Figura 4). La transcurrencia afecta a todos los napes. El perfil concluye en los esquistos metavulcanógenos.

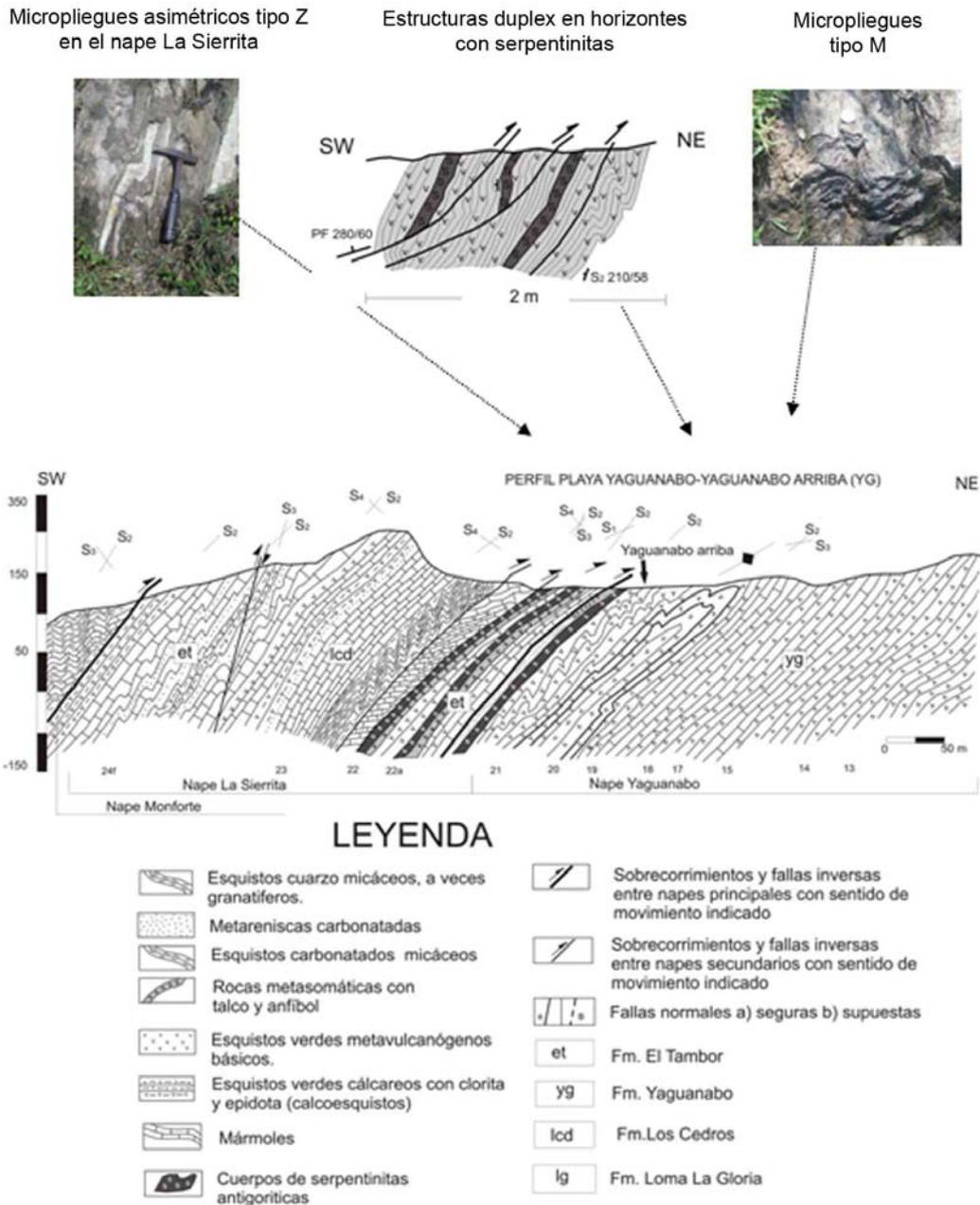


Figura 5. Perfil Yaguanabo (YG) con representación acompañante de algunos elementos estructurales de interés. Note la existencia de micropliegues asimétricos vergentes al noreste desde el nape La Sierrita y la existencia de pliegues tipo M en el nape Yaguanabo. La asimetría del plegamiento regional indica que el nape Yaguanabo es la zona de charnela de un pliegue mesométrico volcado al noreste. Las zonas de contacto entre napes indican también ese sentido de transporte tectónico.

Análisis microtectónico en secciones delgadas orientadas

Los indicadores cinemáticos revelados a nivel microscópico son escasos, por lo que se hizo un análisis más detallado de la caracterización y superposición de foliaciones. No se ha revelado la superficie S_4 , a nivel microscópico, más tres superficies de carácter dúctil, que se corresponden con las mapeadas a escala de afloramiento.

La S_1 es una foliación que se encuentra preservada dentro de porfiroblastos, frecuentemente de albita, y es discordante con la foliación principal S_2 . Los trazos de las inclusiones definen superficies que se nombran S_i (foliación interna) mientras que la matriz posee una foliación externa (S_e). En este estudio, la S_i se corresponde con la S_1 y la S_e con S_2 . Debido a que muchas situaciones pueden tener interpretaciones equívocas, el análisis de las inclusiones es un hecho extremadamente importante (Vernon, 1978). Es necesario conocer si estas inclusiones no se orientan según planos cristalográficos definidos (planos de clivaje, maclas), y son realmente vestigios de una deformación anterior, con su correspondiente superficie planar (foliación). En las rocas analizadas se han encontrado evidencias de que los planos de maclas son independientes de la orientación de las foliaciones (Figura 6A). Este hecho permite concluir que las inclusiones orientadas dentro de los cristales que forman porfiroblastos, se relacionan con una antigua superficie S_1 , diferente a la foliación externa principal (S_2). Los cristales que poseen estas inclusiones (figura 6B), son precinemáticos respecto a la formación de S_2 (Vernon, 1978). También aparecen cristales de albita con inclusiones de micas desorientadas, mientras que la matriz muestra una foliación marcada lo que permite establecer también que estos porfiroblastos son precinemáticos respecto a S_2 (Zwart, 1960; Johnson, 1962; Flemming & Offler, 1968). Esta situación demuestra

que todos los granos que presentan esta característica, tuvieron nucleación, y crecieron de forma aleatoria, y que la orientación preferente de la matriz, se generó por la deformación y/o recristalización de estos cristales previamente formados.

La S_2 es muy penetrativa y está plegada, formando crenulaciones en casi todos los tipos de rocas. Hacia los flancos de estos pliegues se orientan plagioclasas, cuarzo, titanitas y micas, mientras que en las zonas de charnelas se acumulan, esencialmente los filosilicatos. Según S_2 se orientan casi todos los minerales presentes en estas rocas, y es muy visible en los dominios micáceos. Existen cristales cuyas inclusiones tienen superficies curvas, plegadas, continuas con la S_2 externa, lo que indica que son cristales sincinemáticos respecto a la formación de S_2 . Estos cristales aparecen englobados y rotados por S_2 , además de presentar deformaciones intracristalinas, mayormente extinción ondulatoria. Existen porfiroblastos que son englobados por la foliación S_2 , y desarrollan sombras de presión donde precipitan minerales como las micas, clorita y cuarzo, y son entonces, sincinemáticos respecto a S_2 (Figura 6 A).

En los planos axiales de estas crenulaciones de S_2 , se forma una nueva superficie, S_3 , que se define esencialmente por la orientación de mica fengítica, con fuerte extinción ondulatoria (Figura 6C). En las secciones delgadas, los indicadores cinemáticos son escasos, encontrándose solo una sección donde son visibles pliegues asimétricos vergentes al noreste (Figura 6 D).

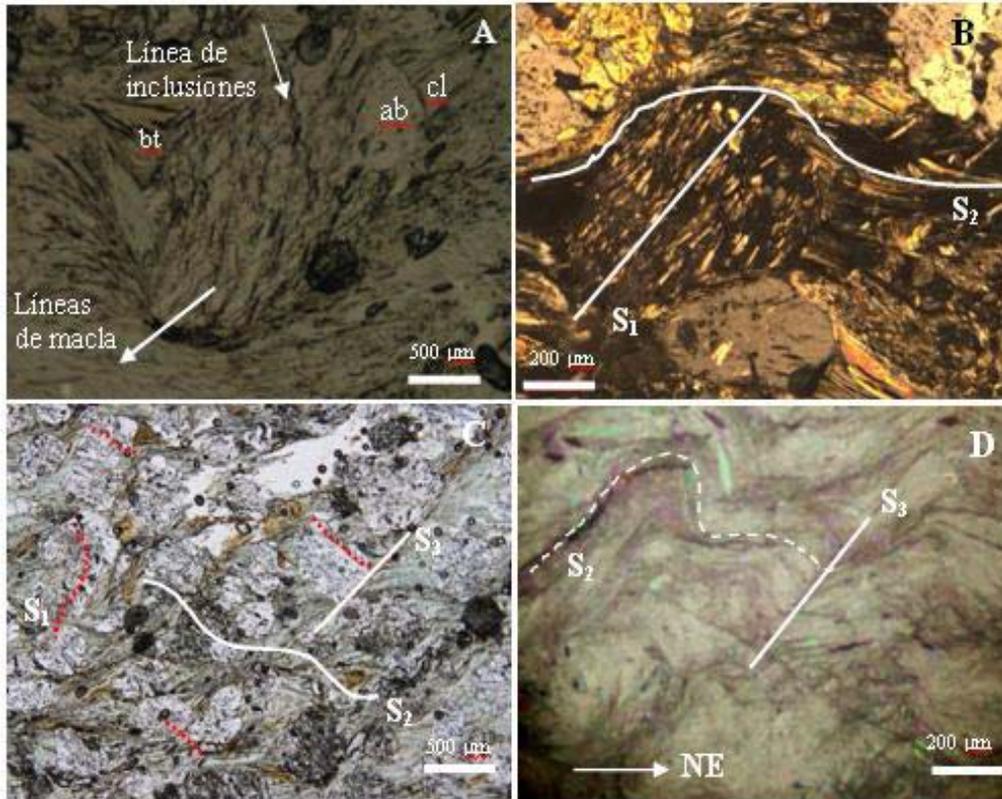


Figura 6. Estructuras microscópicas del perfil YG. A) Porfiroblasto sincinemático de albita en metabasita con una foliación S_1 relíctica. Las líneas de macla e inclusiones poseen diferentes orientaciones cristalográficas, nape La Sierrita. Sin analizador. B) Foliación S_1 discordante con S_2 en metabasita. Cristal precinemático de albita, nape La Sierrita. Con analizador. C) Relaciones entre S_1 , S_2 y S_3 en metabasita del nape Yaguanabo. S_1 como inclusiones orientadas dentro de albita, rectas y plegadas (líneas discontinuas). La S_2 está crenulada, y la S_3 planar axial de las crenulaciones. Sin analizador. D) Pliegue asimétrico vergente en esquistos talcosos, cuya asimetría indica movimiento noreste en el nape La Sierrita. Con analizador.

Fases de deformación

De la orientación y la superposición de los diferentes elementos estructurales pueden deducirse cinco fases de deformación para esta zona.

Deformación D_1

Presente en todos los napes. Representada por una foliación S_1 , tanto en afloramientos como en secciones delgadas. Deforma a S_0 y se genera la foliación S_1 . La S_1 según los datos de campo y microscópicos, es relíctica, preservada en bloques (figura 3C) y en porfiroblastos de albita (Figura 6 A, B, C), aunque en

determinadas ocasiones se ha observado como la S_1 se pliega y forma una foliación S_2 , planar axial, perteneciente a una fase de plegamiento F_2 . Los escasos pliegues de las superficies S_0 son similares hasta isoclinales. Las dimensiones de los pliegues son del orden de centímetros hasta metros, prevaleciendo los de pequeños tamaños. Las superficies S_0 aparecen en muchas ocasiones, paralelas a S_1 , formando una superficie plegada, compósito, en cuyas charnelas se observa una nueva foliación S_2 (Figura 3 B). El carácter relíctico y transpuesto de S_1 se manifiesta tanto en el nape Monforte como en los restantes napes. Se produce en un régimen dúctil.

Deformación D_2

Afecta a todos los napes del área. Generadora de la foliación S_2 . Se manifiesta por una foliación penetrativa prominente en todas las unidades. La relación entre esta superficie y la S_1 es solo visible en algunos afloramientos pues la S_1 ha sido transpuesta junto a S_0 , según S_2 . Cuando se observan pliegues de fase F_2 , son generalmente asimétricos, sinusoidales (Figura 3B). Los ejes de estos pliegues se hunden al este y oeste (Figura 4), en ocasiones se revelan charnelas de micropliegues desmembrados que constituían pliegues isoclinales antiguos de fase F_2 (Figura 3C). Los pliegues son de orden de centímetros.

La foliación S_2 es el elemento planar más representativo de esta fase y del área. Los pliegues a nivel de afloramiento son poco abundantes y se observan mejor a escala de secciones delgadas. A escala regional, el buzamiento de esta foliación es generalmente al suroeste (Figura 4). Se produce en un régimen deformacional dúctil.

Deformación D_3

Ampliamente extendida en todas las unidades. Produce el plegamiento de S_2 y genera la foliación S_3 . Los pliegues generados en esta fase (F_3), son asimétricos con vergencia noreste. Se observan tanto a escala de afloramientos, como de

secciones delgadas (Figuras 5 y 6D). Durante esta fase se forman pliegues con dimensiones desde centímetros hasta hectómetros (Figuras 3, 5). A esta deformación se asocian los cabalgamientos al noreste en todos los napes.

El contacto entre napes está caracterizado por clivaje sigmoidal milonítico, pliegues de arrastre, estructuras sigmoidales rotadas (Figura 3F) y estructuras duplex (Figura 5), todas indicativas de movimientos al noreste. Se forma una lineación mineral definida por orientación de actinolita en los planos S_2 , y cuya orientación es sureste y noroeste igual a la orientación de los ejes de pliegues de fase F_3 (Figura 4).

Grietas de cizalla, cizalla conjugadas, híbridas conjugadas, y de extensión, también pertenecen a esta fase de deformación. La orientación de las grietas de cizalla e híbridas indica una orientación norte-noreste desde 003° a 098° , del máximo estrés compresivo σ_1 cuando ocurrió la deformación D_3 (Figura 4), consistente con la orientación detectada por otros indicadores.

Esta fase se considera la más importante en el proceso de superposición y formación de la estructura nape escamada del área. Implica la deformación de la foliación principal S_2 , y por tanto su deformación comprende una fase posterior a D_2 . Los horizontes de serpentinitas detectados en este perfil se incorporan a la estructura durante esta etapa. Se produce en un ambiente dúctil a dúctil-frágil.

Deformación D_4

Está representada por un clivaje de fractura S_4 que se observó en el nape La Sierrita. Este clivaje es espaciado, y se ha observado afectando a las rocas ya plegadas y sobrecorradas, por lo que es una superficie más joven asociada a una fase superior a D_3 . Los pliegues de esta fase son de carácter regional, pues no se observan a escala de afloramientos, sin embargo es notable el plegamiento de la superficie S_3 (Figura 4). Por su distribución se considera que forma pliegues del orden de hectómetros.

Deformación D₅

Aquí se agrupan fallas transcurrentes y fallas normales. Todos los napes han sido afectados por una falla transcurrente regional. El plano de falla es cortado por el perfil, por lo que se observan en muchos afloramientos, escamas de calcita en planos de fallas, que demuestran desplazamientos horizontales, y cuyas lineaciones tienen hundimiento con ángulos entre 0°-20°. En el mapa regional de la zona, una falla regional de tipo normal (Millán & Álvarez-Sánchez, 1992) es paralela al perfil YG (Figura 1). A pesar de no haberse encontrado superposición de estos eventos, pudo tratarse de una transcurrancia reactivada como una falla normal tardía. Se han observado pliegues con ejes muy abruptos ($\geq 60^\circ$) que tienen carácter local y que están asociados a la transcurrancia (Figura 4). Fallas normales afectan a la secuencia, y se trata del evento más joven reportado para la zona. El ambiente deformacional es frágil.

DISCUSIÓN

El análisis conjunto de los criterios macro y microestructurales ha revelado la estructura geológica de la zona, y ha probado ser una herramienta eficiente en el análisis estructural. La zona de Yaguanabo en la cúpula de Trinidad, posee una estructura caracterizada por el apilamiento tectónico de napes, cuyo movimiento ha trasladado las estructuras hacia el noreste. El análisis de este hecho permite la organización cronológica de las deformaciones siguiendo criterios de superposición (Passchier & Trouw, 1998).

Es común la existencia de una foliación de carácter dúctil S_1 , que puede estar plegada, conservada dentro de pliegues antiguos, o en porfiroblastos de albita, siempre discordante con la S_2 , y que constituye un vestigio de la deformación D_1 . La misma es transpuesta junto a S_0 , en la dirección de S_2 . Por su forma de ocurrencia, distribución, y los minerales que la forman, está relacionada con el proceso de subducción (Despaigne-Díaz et al, 2009), que originó el metamorfismo de alta presión del nape Monforte. Las unidades La Sierrita y

Yaguanabo penetraron a menores profundidades en la zona de subducción, y sufrieron un metamorfismo en la facie de esquistos verdes. Los valores de presión y temperatura (P-T) reportados para las distintas unidades del Escambray, indican subducción a diferentes niveles (Schneider et al., 2004; García Casco et al., 2000; Stanek et al., 2006).

La mayoría de los datos geocronológicos reportados para el Escambray, reflejan edades alrededor de 65-70 m.a (Iturralde-Vinent et al., 1996; Millán, 1997b; Schneider et al., 2004; García-Casco et al., 2006; Stanek et al., 2006). Las edades geocronológicas de exhumación para eclogitas del Escambray, intercaladas en metasedimentos, y en zonas de melanges, reflejan el pico metamórfico relacionado con la subducción sobre los 70 m.a. Esta edad marcaría entonces el periodo de colisión antes de 70 m.a (Schneider et al., 2004; García Casco et al., 2006). Según estos datos, la pila tectónica del Escambray se formó en los finales del Cretácico, probablemente Maestrichtiano, durante la colisión con el arco volcánico Cretácico. De acuerdo a esto, la foliación S_1 del nape Monforte y los restantes napes, estarían asociadas al proceso de subducción *sensus strictu*. Esta superficie se forma durante la deformación D_1 .

La foliación principal es S_2 , y posee buzamientos predominantes al suroeste, sin embargo las direcciones indicadas de transporte tectónico de las unidades poseen sentido contrario, hacia el noreste. Este hecho indica que S_2 pudo haberse generado durante el proceso de subducción de las unidades, en una zona con buzamiento suroeste. A la par, en el estudio de secciones delgadas han sido observados minerales como magnesio horblenda, biotita y actinolita orientados en la foliación S_2 , en otras áreas adyacentes de la cúpula Trinidad, las micas fengitas más ricas en contenido de silicio, están orientadas según S_2 , lo que sugiere que la formación de esta foliación estuvo relacionada con picos de temperatura y presión (Despaigne-Díaz et al., 2009 en preparación).

Estos hechos también sugieren que dicha superficie pudo haberse generado en el proceso de subducción, y no durante la exhumación y formación de napes del área. Paralelas a S_2 , se han observado horizontes de serpentinitas lo que pudiera indicar que la foliación principal se produce asociada a la exhumación, sin embargo como se mencionó anteriormente, estos horizontes o capas, se forman en D_3 , cuando ya las unidades se estaban exhumando durante la colisión y exhumación que generó la estructura nape escamada del área. El plegamiento apretado y el paralelismo de los buzamientos de S_2 y S_3 en el flanco largo del pliegue regional (Figura 5), hace que las serpentinitas aparezcan subparalelas o casi paralelas a las superficies de S_2 . Las rocas metavulcanógenas son, en todos los casos, concordantes con la foliación principal, y han sido plegadas conjuntamente con las rocas adyacentes lo que indica que se trata de cuerpos vulcanógenos en forma de sills dentro de los metasedimentos.

La deformación D_3 afecta a S_2 y forma pliegues asimétricos vergentes al noreste a escala micro y mesoscópica (Figuras 5 y 6D). Los pliegues son de tipo Z en el nape La Sierrita, y se tornan de tipo M en el nape Yaguanabo, indicando la existencia de un gran pliegue mesométrico volcado al noreste (Figura 5). La asimetría del plegamiento regional indica dirección de transporte tectónico al noreste de las unidades. En el tope, cabalga el nape Monforte. La orientación de los ejes de estos pliegues F_3 también corroboran este hecho (Figura 4). Durante esa fase se conforma y consolida la estructura nape escamada del área.

La etapa D_4 está caracterizada por el desarrollo de un clivaje de fractura, S_4 , observado en el nape La Sierrita. Los pliegues que lo conforman son de escala regional y no han sido observados en este perfil, sin embargo están presente en otras localidades de la parte suroeste de la cúpula de Trinidad (Despaigne-Díaz et al, 2009 en preparación). Las grietas híbridas conjugadas y de cizalla conjugadas medidas, ofrecen una orientación norte-

noreste para el máximo estrés compresivo σ_1 entre 003° - 098° , en correspondencia con el sentido del transporte tectónico de las unidades. La formación de las foliaciones estaría relacionada entonces a los siguientes procesos: S_1 - S_2 (subducción), S_3 (colisión y exhumación), y S_4 (exhumación).

Hacia el final de la formación de la estructura geológica se han formado fallas de desplazamiento horizontal, lo que indica movimientos al sureste-noroeste (Figura 5). La componente direccional que poseen es casi contraria a la de la falla regional La Trocha, formada a centenas de kilómetros y que posee movimientos al noreste-suroeste. Se plantea la posible relación de estas fallas transcurrentes medidas en el perfil YG, como fracturas de riedel secundarias, antitéticas al movimiento de la falla La Trocha, y por tanto su ocurrencia a partir del Paleoceno y durante el Eoceno, cuando ya estaba formada la estructura de napes del área. Este proceso es más joven, pues la transcurrancia afecta a todos los napes y tipos de rocas del perfil YG. El último proceso ocurrido es la formación de fallas normales en una etapa de relajamiento tectónico.

CONCLUSIONES

El uso de criterios macro y microtectónicos en la caracterización estructural de un área ha resultado eficaz permitiendo llegar a las siguientes conclusiones:

El área está formada por una serie de napes que forman una estructura imbricada con horizontes de serpentinitas, y numerosos indicadores cinemáticos, que aseguran el sentido del transporte tectónico al noreste de todas las unidades. Se han formado tres foliaciones (S_1 , S_2 y S_3) en ambiente dúctil, ligadas a un proceso de subducción, y colisión-exhumación. Durante la fase D_3 se conforma definitivamente la estructura nape escamada de la zona con la existencia de pliegues asimétricos con vergencia noreste, a escala regional. Se ha detectado la existencia de cinco fases de deformación (D_{1-5}), cuatro de las cuales tienen plegamiento asociado, y la última fase está representada por estructuras disyuntivas. Las deformaciones

asociadas a la formación de la estructura hasta la superposición de los napes han ocurrido hacia finales del Cretácico (Maestriciano), mientras que la formación de fallas transcurrentes y fallas normales son más jóvenes, y han ocurrido a partir del Paleoceno - Eoceno.

AGRADECIMIENTOS

Ana Ibis Despaigne-Díaz agradece los fondos aportados por el proyecto *Evolución geodinámica (paleogeográfica) de Cuba occidental y central entre el Jurásico tardío y el Plioceno* para apoyo logístico al trabajo de campo y preparación de secciones delgadas y del proyecto BT2002-01011 *Terrenos metamórficos en el margen septentrional del Caribe (Cuba)* del Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente, España, por la preparación de las secciones delgadas. El trabajo de procesamiento de la información, análisis y preparación de secciones delgadas ha sido financiado por una beca MAEC-AECI de la agencia de cooperación Española.

REFERENCIAS

- DESPAIGNE-DÍAZ, A. I.; GARCÍA-CASCO, A.; CÁCERES-GOVEA, D.; CARRASQUILLA-ORTIZ, S.; MILLÁN-TRUJILLO, G. & BLANCO-QUINTERO, I. 2009. A high pressure character of the low grade metamorphism in the Trinidad dome, Escambray massif, Central Cuba. Evidence for Upper Cretaceous subduction/accretion in the northern Caribbean plate (en preparación).
- DUBLAN, L. & ALVAREZ-SÁNCHEZ, H. (inédito). 1986. Informe final del levantamiento geológico y evaluación de minerales útiles, en escala 1:50 000, del polígono CAME I, zona Centro: Fondo Geológico Nacional, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica. La Habana, Cuba, 1402 p.
- DURNEY, D, W. & RAMSAY, J. G. 1973. Incremental strain measured by syntectonic crystals growths. In: De Jong, K.A., Scholten, R (eds) *Gravity and tectonics*. Wiley, New York.67-96.
- EISBACHER, G. H. 1970. Deformation mechanism of milonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia. *Can Bull Geol Soc Am*. 81 :2009-2020.

- FLEMMING, P. D & OFFLER, R. 1968. Pre-tectonic metamorphic crystallization in the Mt Lofty ranges, South Australia. *Geol. Mag.* 105 :356-359.
- GARCÍA-CASCO, A.; TORRES-ROLDÁN, R. L.; ITURRALDE-VINENT, M. A.; MILLÁN, G.; NÚÑEZ-CAMBRA, K.; LÁZARO, C., & RODRÍGUEZ-VEGA, A. 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta* 4 :63-88.
- GOLDSTEIN, A. G. 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of structural Geol.* 10 :707-715.
- GREVEL, C. 2000. Druck und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckneinheiten des Escambray masives, Kuba (Pressure and temperature history of the metamorphic nappes of the Escambray massif (Cuba)). Doctoral thesis. Ruhr-Universität Bochum, 170 pp.
- HOBBS, B. E. 1986. *An outline of Structural Geology*. 2nd Edition, John Willey, New York.
- ITURRALDE-VINENT, M. A.; MILLÁN, G.; KORKAS, L.; NAGY, E. & PAJÓN, J. 1996. Geological interpretation of the Cuba K-Ar data base. In: Iturralde-Vinent, M A. (ed.) *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. IGCP Project 364 Special Contribution 1, 48-69.
- JOHNSON, M. R. W. 1962. Relations of movement and metamorphism in the Dalradians of Banffshire. *Trans. Edinb. Soc.* 19 :29-64.
- KANTCHEV, I. 1978. Geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1: 250 000. Informe. Fondo geológico ICRM. No 2434. La Habana.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology* 6 :617-638.
- McCLAY, K. 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, England. Handbook, 162 p.
- MILLÁN, G. 1972. Presencia de grandes estructuras de cabalgamientos en la región metamórfica del Escambray. Inst. de geología, Academia de Ciencias de Cuba. La Habana. Actas No 2. p 17-18.
- MILLÁN, G. 1996. Geología del complejo de Mabujina. En: Iturralde-Vinent, M. A., (ed.). *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Miami, USA, IGCP Project 364 Special Contribution 1, 147-153.
- MILLÁN, G. 1997a. Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas, En: Furrázola Bernudez, G.F., Nuñez Cambra, K. E. (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, La Habana, Cuba. Centro Nacional de Información

- geológica, 251-258.
- MILLÁN, G. 1997b. Geología del macizo metamórfico Escambray, En: Furrázola Bermúdez, G. F., and Núñez Cambra, K. E., eds. Estudios sobre Geología de Cuba: Centro Nacional de Información Geológica, La Habana, Cuba, 271-288.
- MILLÁN, G. & ÁLVAREZ SÁNCHEZ, H. 1992. Geología del área de La Sierrita, parte occidental de la cúpula de Trinidad. (inédito). IGP. Centro de información geológica.
- MILLÁN, G. & MYCZYNSKI, R. 1978. Fauna Jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray: Academia de Ciencias de Cuba, Informe Científico Técnico, v. 80, p. 1-14.
- MILLÁN, G. & SOMIN, M. L. 1976. Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie geológica No 27. Academia de Ciencias de Cuba. La Habana. 4-21.
- MILLAN, G & SOMIN, M. L. 1981. Litología estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. Edit. Academia. Ciudad Habana. 104 pag.
- MILLÁN, G. & SOMIN, M. L. 1985a. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y Purial. Reportes de la Investigación de la Academia de Ciencias de Cuba 2, 1-74.
- MILLÁN, G. & SOMIN, M. L. 1985b. (published in 1987), Condiciones geológicas de la constitución de las capas granito-metamórficas de la corteza terrestre de Cuba: Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, p. 1-83.
- PARK, R. G. 1989. *Foundations of Structural Geology*. 2nd Edition. Chapman and Hall, New York. 145 p.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8 :895-844.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. 1998. *Microtectonics*. Text book. Springer Verlag. 289 p
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. 1980. *Extensional structures in anisotropic rocks*. *Journal of Structural Geology* 2 :397-410.
- PRICE, J. N. & HANCOCK, P. L. 1972. Development of fracture cleavage and kindred structures. Proc. 24 th Int. Geol. Congr. Section 3. 584-592.
- PSZCZOLKOWSKI, A. 1978. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy. Facies development and paleogeography: *Acta Geologica Polonica* 28(1) :1-96.

- PSZCZOLKOWSKI, A. 1999. The exposed passive margin of North America in western Cuba, en Mann, P. (ed), Caribbean Basin: Amsterdam, Elsevier, Sedimentary Basins of the World, 4, 93-121.
- RAMSAY, J. G. & HUBBER, M. I. 1983. *The techniques of modern Structural Geology, 1: Strain analysis*. Academy Press, London.
- RECKS, I. J. & GRAY, D. R. 1982. Pencil structure and strain in weakly deformed mudstone and siltstone. *Journal of Structural Geology* 42 :161-176.
- SCHNEIDER, J.; BOSCH, D.; MONIE, P.; GUILLOT, S.; GARCIA-CASCO, A.; LARDEAUX, J.M.; TORRES-ROLDÁN, R. L. & MILLÁN, G. 2004. Origin and evolution of the Escambray massif (central Cuba): an example of HP/LT.
- SIMPSON, C & SCHMID, S. M. 1983. An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 94 :281-1288.
- SOMIN, M. & MILLÁN, G. 1972. *The metamorphic complex of Pinos, Escambray and Oriente in Cuba and its ages* (in Russian): Izvestia Akad Nauk SSSR, Geology, v. 5: p., 48-57.
- SOMIN, M. & MILLÁN, G. 1976. *The amphibolitic complex of south-central Cuba and problems concerning the tectonic position of the eugeosynclinal series of the island* (in Russian): Bulletin of the Moscow Society of Naturalists Geology, v. 5, p. 73-93.
- SOMIN, M. L. & MILLÁN, G. 1981. *Geology of the Metamorphic Complex of Cuba* (in Russian): Nauka, Moscow. 218 pp.
- SOMIN, M. L.; ARAKELYANTS, M. M & KOLESNIKOV, E. M. 1992. Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks in Cuba. *International Geology Review* 34 :105-118.
- STANEK, K. P.; MARESCH, W. V.; GRAFE, F.; GREVEL, C. H., & BAUMANN, A. 2006. Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba) *Geologia Acta* 4 :151-170.
- STANIK, E.; CHING, R.; MAÑOUR, J. & VÁZQUEZ, C. 1981. Informe del levantamiento geológico Escambray I. 512 p.
- rocks exhumed during intraoceanic subduction. *Journal of Metamorphic Geology* 22 :227-24.
- TURNER, F. J; & WEISS, L. E. 1963. *Structural analysis of Metamorphic Tectonites*, McGraw and Hill, New York.
- VERNON, R. H. 1978. Porphyroblast-matrix relationship in deformed

metamorphic rocks. *Geologische Rundschau* 67:288-305.

WOOD, D. S. 1974. Current views of the development of slaty cleavage.

Annual Review of Earth and Planetary Sciences 2 :369-401.

ZWART, H. J. 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees. *Geol Rdsch.* 50 :203-218.