



**REPÚBLICA DE CUBA  
MINISTERIO DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALÚRGICO  
“Dr. Antonio Núñez Jiménez”  
FACULTAD DE GEOLOGÍA Y MINERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**Análisis de las características morfoestructurales de la falla  
Mar Verde-El Cristo, en la cuenca Santiago de Cuba**

**Tesis presentada en opción al Título Académico de Máster en Geología  
Maestría en Geología, Mención Geología Regional  
10ma Edición**

**Autor: Ing. Gabriel Salazar Carbonell**

**Tutor: Dr C. Tomás Chuy Rodríguez**

**Dr C. Sandra Rosabal Domínguez**

**Dr C. Alina Rodríguez Infante**

**Moa, 2019**



## **PENSAMIENTO**

***Los sabios son los que buscan la sabiduría; los necios piensan haberla encontrado.***

***Napoleón Bonaparte***

## **DEDICATORIA**

**Este trabajo está dedicado en primer lugar a mi familia y en especial a mis padres, mi hermana y mis abuelas que son los que siempre han estado a mi lado, a mi tía Zuzel a la cual estoy y estaré siempre agradecido por todo lo que ha hecho por mí, a mis amigos, profesores y compañeros, ya que todos estos han contribuido en mi formación como profesional y como hombre de ciencia.**

## **AGRADECIMIENTOS**

**Este trabajo es el resultado de la dedicación de muchas personas, las cuales han contribuido incondicionalmente a mi formación como persona y como profesional.**

**Quiero agradecerle a toda mi familia y en especial a mis padres por darme su apoyo y por confiar en mí.**

**A mis tutores Sandra Rosabal Domínguez, Tomás Chuy Rodríguez, Alina Rodríguez Infante por su ayuda y por brindarme todos sus conocimientos de forma incondicional.**

**A David Wright Castellanos por aportar muchas horas de su tiempo en función de esta investigación.**

**Quiero agradecerle a Dario Candebat Sánchez por su ayuda brindada.**

**A mis compañeros de trabajo con los cuales convivo a diario.**

**Agradezco a todos los que de una forma u otra han contribuido con el desarrollo de este trabajo. A todos muchas GRACIAS.**

## DECLARACIÓN DE AUTORIDAD

Declaro que soy autor de este trabajo de tesis y que autorizo al Instituto Superior Minero Metalúrgico, a hacer uso del mismo, con la finalidad que estime conveniente.

Firma: \_\_\_\_\_

Ing. Gabriel Salazar Carbonell.

Gabriel Salazar Carbonell autoriza la divulgación del presente trabajo de maestría bajo licencia Creative Commons de tipo **Reconocimiento No Comercial Sin Obra Derivada**, se permite su copia y distribución por cualquier medio siempre que mantenga el reconocimiento de sus autores, no haga uso comercial de las obras y no realice ninguna modificación de ellas. La licencia completa puede consultarse en: <http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/2.5/ar/legalcode>.

Gabriel Salazar carbonell autoriza al departamento de Geología del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa a distribuir el presente trabajo de tesis en formato digital bajo la licencia Creative Commons descrita anteriormente y a conservarlo por tiempo indefinido, según los requerimientos de la institución, en el repositorio de materiales didácticos disponible en: autoriza al departamento de Geología del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa a distribuir el presente trabajo de tesis en formato digital bajo la licencia Creative Commons descrita anteriormente y a conservarlo por tiempo indefinido, según los requerimientos de la institución, en la biblioteca digital de la UPR disponible en: <http://bibliotecadigital.ismm.edu.cu>

## Resumen

La presente investigación se ha desarrollado con el objetivo de realizar el análisis morfoestructural de la falla Mar Verde-El Cristo, en la cuenca Santiago de Cuba, lo cual permitirá esclarecer las características morfoestructurales y el comportamiento neotectónico que presenta esta estructura.

Con el fin de lograr los objetivos propuestos, se aplicaron de forma integrada métodos morfométricos y geólogo-estructurales, dentro de los cuales se encuentran el análisis de la red fluvial, el modelo digital del terreno, el mapa de pendientes y disección vertical, además del método del diedro recto, el modelo de deslizamiento y el método análisis mecánico de las fallas (Diagramas de Mohr), que se utilizan para la determinación del carácter de reactivación/neoformación de las estructuras. Como resultado, se determinó que los movimientos que describe la falla Mar Verde-El Cristo en el área de estudio presentan variaciones, de ahí que el sector Cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón se caracterice por la presencia de desplazamiento rumbo deslizante con componente normal, mientras que el sector Carretera de Boniato-micropresa Chalón presenta desplazamiento rumbo deslizante con componente inversa. Por otra parte, se precisó que los esfuerzos que actúan en esta porción de la falla Mar Verde-El Cristo están orientados en dirección noreste-suroeste y que el tensor de esfuerzo activo se define del siguiente modo: eje de máxima compresión horizontal  $\delta_1$  08/037, eje intermedio o vertical  $\delta_2$  66/ 289 y eje de extensión horizontal  $\delta_3$  23/130.

## **Abstract**

The present investigation has been developed with the objective of carrying out the morphostructural analysis of the Mar Verde-El Cristo fault, Santiago de Cuba province, which will allow to clarify the morpho-structural characteristics and the neotectonic behavior that this structure presents. In order to achieve the proposed objectives, morphometric and geological-structural methods were applied in an integrated manner, including the analysis of the fluvial network, the digital terrain model, the slope map and vertical dissection, as well as the straight dihedral method, sliding model and mechanical fault analysis method (Mohr diagrams), which are used to determine the character of reactivation / neof ormation of the structures. As a result, it was determined that the movements described by the Mar Verde-El Cristo fault in the study area present variations, hence the Cantera Los Guaos-textilera sector of the Reparto Marimón is characterized by the presence of sliding displacement with a normal component, while the Chaonia de Boniato-micropresa road sector has sliding displacement with reverse component. On the other hand, it was specified that the forces acting in this portion of the Mar Verde-El Cristo fault are oriented in the northeast-southwest direction and that the active stress tensor is defined as follows: axis of maximum horizontal compression  $\delta_1$  08 / 037, intermediate or vertical axis  $\delta_2$  66/289 and horizontal extension axis  $\delta_3$  23/130.

## Índice

<b>Introducción .....</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo 1. Antecedentes y características físico–geográficas de la cuenca de Santiago de Cuba.....</b>	<b>6</b>
1.1 Antecedentes .....	6
1.2 Características físico–geográficas regionales.....	17
1.2.1 Condiciones geomorfológicas de la cuenca de Santiago de Cuba. ....	19
1.2.2 Estratigrafía.....	20
1.2.3 Tectónica. ....	24
1.2.4 Sismicidad .....	26
1.3 Conclusiones parciales .....	30
<b>Capítulo 2. Métodos para el análisis morfoestructural .....</b>	<b>31</b>
2.1 Materiales .....	31
2.2 Metodología de la investigación.....	32
2.3 Métodos aplicados .....	33
2.3.1 Determinación de las estructuras tectónicas.....	34
2.3.2. Método del diedro recto .....	36
2.3.3. Modelo de deslizamiento .....	40
2.3.4 Análisis mecánico de las fallas (Diagrama de Mohr) .....	47
2.4 Conclusiones parciales .....	48
<b>Capítulo 3. Análisis de las características morfoestructurales de la falla Mar Verde-El Cristo. ....</b>	<b>49</b>
3.1 Análisis morfométrico.....	50
3.1.1 Análisis del trazado de la red fluvial.....	50
3.1.2 Análisis del modelo digital del terreno.....	1
3.1.3 Análisis del mapa de pendientes .....	1
3.1.4 Análisis de la disección vertical.....	53
3.2 Análisis estructural.....	54
3.2.1 Modelo de deslizamiento de Reches (1983); De Vicente (1988) .....	67
3.2.2 Análisis mecánico de las fallas (Diagramas de Mohr) para el sector Cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón.....	72



3.3 Conclusiones parciales .....	77
<b>Conclusiones.....</b>	<b>78</b>
<b>Recomendaciones .....</b>	<b>79</b>
<b>Bibliografía .....</b>	<b>80</b>
<b>Anexo 1 .....</b>	<b>90</b>
<b>Anexo 2 .....</b>	<b>91</b>

## Introducción

La presente investigación se desarrolla en la región de Santiago de Cuba, zona considerada como la de mayor peligrosidad sísmica del país debido a su proximidad a la zona de falla transformante Bartlett-Caimán u Oriente. De ahí que las estructuras asociadas a esta falla tengan influencia en el comportamiento neotectónico de la región, lo que condiciona los movimientos tectónicos recientes, que se manifiestan dentro de la cuenca sobre la cual está ubicada la ciudad de Santiago de Cuba. Para este territorio, resulta necesario profundizar en el estudio del comportamiento neotectónico de los sistemas de fallas presentes, por la importancia que esto puede tener al proyectar y llevar a cabo la construcción de obras civiles o de ejecutar estudios de exploración y prospección de recursos naturales.

Diversas investigaciones se han llevado a cabo en esta zona (Hernández, *et al* 1986, Hernández, 1989; Arango, 1996, 2014; Medina *et al.*, 1999; Zamorano *et al.*, 2000; Magaz *et al.*, 2001; Rojas *et al.*, 2001; Rosabal *et al.*, 2006; Rojas *et al.*, 2008; Ríos & Vega, 2015; Rosabal *et al.*, 2016, las cuales han estado destinadas a caracterizar las principales estructuras tectónicas, desarrollando para ello un conjunto de métodos dirigidos a identificar y describir las principales fallas dentro de la cuenca Santiago de Cuba. Sin embargo, se puede apreciar que existen disímiles opiniones con respecto a la actividad y dinámica de los sistemas de fallas presentes en la región, así como escasos trabajos detallados sobre las estructuras que están activas en dicha cuenca, todo lo cual impide determinar las características estructurales de estas fallas y su implicación en la geodinámica regional.

La dinámica de la cuenca Santiago de Cuba está relacionada con un conjunto de fallas secundarias activas que tienen su origen a partir del plumaje de la falla Oriente y la ocurrencia de procesos de transpresión al sur de la bahía de Santiago de Cuba (Arango, 1996). Algunas de estas estructuras tienen especial importancia en el modelado del relieve de la región; tal es el caso de la falla Mar Verde-El Cristo, que se encuentra bordeando la parte noroeste de la cuenca de Santiago de Cuba y que, además, posee una zona significativa de deformaciones y alineamientos asociados a los planos de fallas, siendo una de las estructuras con

mayor peso en el comportamiento geodinámico de la región. Partiendo de este criterio, se realiza una caracterización detallada de esta falla.

Diversos investigadores han identificado la falla Mar Verde–El Cristo en la cuenca de Santiago de Cuba (Hernández, 1989; Arango, 1996; Medina *et al.*, 1999; Magaz *et al.* 2001; Rosabal *et al.*, 2006); pero sus estudios tienen carácter regional. Sin embargo, Arango (1996) determinó que esta falla presenta cierta actividad tectónica, lo cual fue posible a partir de la interpretación conjunta de fotos aéreas y de datos obtenidos con técnicas de alta precisión, o sea, mediciones altimétricas, las cuales fueron realizadas en el polígono geodinámico de Santiago de Cuba a finales de la década del ochenta del pasado siglo. Hay que considerar que las mediciones realizadas en el polígono geodinámico solo tuvieron en cuenta la componente vertical de los movimientos de la corteza terrestre.

Rosabal *et al.* (2006), a partir de estudio de los efectos de los movimientos tectónicos en la dinámica de la bahía de Santiago de Cuba mediante técnicas GPS, obtuvo como resultado un conjunto de vectores de desplazamiento que oscilan entre 0.2 y 6.3 cm, demostrando así, de forma cuantitativa la presencia de vectores de movimiento horizontal en el microbloque de la bahía de Santiago de Cuba.

Medina *et al.* (1999) hacen referencia a la presencia en esta falla de un comportamiento *strike-slip* sinistral; además determinan que la longitud aproximada del mismo es de unos 40 km, partiendo de la playa Mar Verde hasta Boniato, donde se encuentra con otros sistemas de fallas formando el nudo tectónico Boniato-Quintero. Este proceso se refleja en el mapa hipsométrico, el cual define con claridad el contacto de las formaciones del grupo El Cobre con las formaciones del neógeno-cuaternario.

A partir de lo anterior, se plantea como **problema científico**: el insuficiente conocimiento sobre las características morfoestructurales de la falla Mar Verde-El

Cristo, lo cual limita el análisis del comportamiento neotectónico y la dinámica de en la cuenca Santiago de Cuba.

Esta tesis tiene como **objetivo general** caracterizar la falla Mar Verde-El Cristo, en la cuenca Santiago de Cuba, a partir del análisis morfoestructural de las estructuras que la componen.

Su **objeto de estudio** es la falla Mar Verde-El Cristo, en la cuenca Santiago de Cuba. Tiene como **campo de acción** las características morfoestructurales de la falla Mar Verde-El Cristo, en la cuenca Santiago de Cuba.

#### **Objetivos específicos:**

- Realizar el análisis morfoestructural de la falla Mar Verde-El Cristo, en la cuenca Santiago de Cuba.
- Describir el comportamiento cinemático de la falla Mar Verde-El Cristo en el área de estudio.
- Determinar el comportamiento de los esfuerzos en el sector a estudiar en la falla Mar Verde-El Cristo.

#### **Hipótesis:**

Si se realiza el análisis morfoestructural de las estructuras que componen la falla Mar Verde-El Cristo mediante la integración de métodos morfométricos y estructurales, se podrá caracterizar la misma y determinar su comportamiento neotectónico.

Para cumplir con los objetivos propuestos en esta investigación fue necesario desarrollar varias tareas:

- Realizar el estudio del estado del arte sobre la caracterización de las fallas activas, así como de los resultados de estudios precedentes realizados en la región.
- Definir los métodos que se deben aplicar para la caracterización morfoestructural de la falla Mar Verde-El Cristo.
- Caracterizar la falla objeto de estudio a partir de la integración de métodos morfométricos y estructurales.

Hasta donde se conoce, no existen registros de terremotos fuertes asociados a los sistemas de falla en la cuenca Santiago de Cuba, a partir de los que se pueda obtener el comportamiento geodinámico de estas estructuras tectónicas, por lo cual se hace necesario la aplicación de un conjunto de métodos morfoestructurales que permitan caracterizar las fallas existentes en la zona de estudio.

De ahí que se emplearán métodos como los morfométricos, dentro de los que se encuentra el análisis del trazado de la red fluvial, el modelo digital del terreno, la pendiente y la disección vertical. Todo esto nos permitirá determinar la ubicación espacial que presenta esta falla.

Con el fin de conocer la dirección de los esfuerzos que se encuentran actuando y el tensor de esfuerzo característico de la falla Mar Verde-El Cristo, se emplearán los métodos de los diedros rectos y el modelo deslizamiento de Reches (1987) y De Vicente (1988). Cabe aclarar que estos métodos se usan para el análisis de paleoesfuerzos, pero en este trabajo se partió del criterio plateado por Arango (1996) y Medina *et al.* (1999), los cuales afirman que la falla Mar Verde-El Cristo se considera una estructura activa. Por lo tanto, se puede afirmar que la aplicación de estos métodos de análisis estructural nos permitirá obtener como resultado los esfuerzos activos y el tensor de esfuerzo activo que están actuando sobre dicha estructura.

El informe de tesis está conformado por una introducción, tres capítulos, conclusiones, recomendaciones, bibliografía y anexos. En el Capítulo 1 se realiza una caracterización físico-geográfica de la región de estudio, en la que se hace referencia a las particularidades geológicas, sísmicas, geomorfológicas y estructurales del área objeto de estudio.

En el Capítulo 2 se realiza la descripción de los materiales y métodos escogidos por el autor para realizar la caracterización morfoestructural de la falla Mar Verde-El Cristo. Dentro de los métodos analizados se encuentran el análisis del mapa de pendientes, el de la red fluvial, la disección vertical, el método de los diedros rectos, el modelo de deslizamiento de Reches (1983) y De Vicente (1988) y el método de análisis mecánico de las fallas (Diagramas de Mohr).

En el Capítulo 3 se muestran los pasos seguidos para la obtención de los resultados, a partir de la aplicación de los métodos escogidos para realizar el análisis morfoestructural de la falla Mar Verde-El Cristo; se identifican las características de los esfuerzos activos que actúan sobre estas estructuras y se obtienen los tensores de esfuerzo activo para cada sector de la falla evaluada.

## **Capítulo 1. Antecedentes y características físico–geográficas de la cuenca de Santiago de Cuba**

En la región sur oriental de Cuba se han desarrollado numerosas investigaciones destinadas a conocer y precisar los procesos y fenómenos geológicos que tienen mayor influencia en el comportamiento de la geodinámica regional. Además, se han ejecutado otros trabajos que con el objetivo de identificar las principales zonas de fallas existentes en este territorio, así como las principales características que presentan estas estructuras.

En el presente capítulo se realiza un análisis de las principales investigaciones relacionadas con la geodinámica y los estudios morfométricos de fallas activas a nivel internacional, nacional y regional, así como la descripción de las características físico-geográficas que presenta la región donde se desarrolla la investigación.

### **1.1 Antecedentes**

Diversos investigadores han estudiado las características geodinámicas de las fallas desde distintas ramas de las geociencias. Los trabajos más representativos se refieren a las características geomorfológicas, morfométricas, geólogo–estructurales; en algunas ocasiones, se emplea una integración de metodologías (análisis morfotectónico o morfoestructural) con el objetivo de incrementar el nivel de conocimiento acerca de las características de las fallas. Autores como Haller *et al.* (1993) se basan en la composición y carácter de la base de datos, los principios de su utilización, los tipos de formas de compilación y atributos, así como las reglas para la representación cartográfica de las estructuras de fallas y pliegues activos; además, identifican 3 categorías de fallas: simples fallas, falla con secciones y fallas segmentadas.

Este trabajo muestra resultados importantes para el análisis de las características de estructuras como fallas y pliegues activos a nivel regional. Las metodologías aplicadas por Ordaz (2013) permiten destacar el papel de la respuesta del paisaje geomorfológico a las tendencias de la tectónica activa, al control del nivel de base de erosión a las reacciones del relieve a las pulsaciones tectónicas y otros aspectos geomórficos vinculados al régimen tectónico. Estos métodos son útiles para realizar estudios preliminares, porque se basan en estimaciones sobre la

forma del terreno, lo cual crea cierta incertidumbre en los resultados, lo que se se puede aclarar si se utilizan metodologías que tengan más vínculos con las observaciones y mediciones de parámetros estructurales directamente en el campo.

Martínez (2003), en su libro *Geología estructural y dinámica global*, refiere que los métodos geólogo-estructurales permiten el análisis cinemático y dinámico de los procesos que dan lugar a estructuras previamente descritas desde un punto de vista geométrico, es decir, a partir de la descripción de los desplazamientos (deformaciones, rotaciones y traslaciones) que dan lugar a la formación de una estructura además de establecer el modelo de esfuerzo y la naturaleza de las fuerzas que causan dichas deformaciones.

Durante esta investigación se consultaron trabajos realizados en la región oriental, en particular en Santiago de Cuba, la mayoría de ellos motivados por la complejidad geólogo-tectónica y la alta sismicidad que presenta este territorio. Investigadores, entre los que se puede destacar Hernández *et al.* (1986, 1991), Hernández (1989), Cotilla *et al.* (1991), Arango (1996), Magaz *et al.* (1997), Pérez *et al.*, (1997), Medina *et al.* (1999), Zamorano (2000), Rosabal *et al.* (2006, 2016) y Rojas *et al.* (2008). Algunos de estos autores, a partir de investigaciones dirigidas a identificar y describir las principales fallas tectónicas de la región, han caracterizado las principales estructuras que pueden generar eventos sísmicos. Sin embargo, existen disímiles opiniones con respecto a la actividad y dinámica de los sistemas de fallas presentes en la región.

Las investigaciones dirigidas a esclarecer las características geológicas, estructurales y dinámica de la región de Santiago de Cuba han pasado por diversas etapas en el transcurso de los años. A pesar de existir numerosas investigaciones y reportes sobre la geología de la zona, elaborados antes del triunfo de la Revolución o al comienzo de esta, no es hasta la década del setenta cuando se desarrollan estudios profundos de carácter regional, haciéndose imprescindible mencionar trabajos como el "*Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y su búsqueda a escala 1:100 000 en la parte nororiental de la Sierra Maestra*", el cual fue elaborado por Alioshin *et al.* (1975), trabajo que aunque se elaboró bajo la influencia de los criterios fijistas, se considera como



uno de los más importantes realizados, debido al gran cúmulo de información que se obtuvo de carácter geólogo-estructural.

Así mismo, Kuzovkov *et al.* (1977) realizan uno de los trabajos de mayor importancia en la región oriental. Estos autores reflejan los resultados obtenidos durante el levantamiento geológico a escala 1: 100 000 realizado en la Sierra Maestra y la pendiente sur del Pico Turquino, en la parte oeste de la provincia de Santiago de Cuba durante los años 1974 - 1977. Posteriormente Nagy (1976 y 1983) subdivide el territorio oriental en 5 zonas estructuro-faciales, por lo que su investigación constituyó un aporte científico a la geología de Cuba al ser la primera interpretación geológica regional de ese extenso territorio basada en datos de campos.

En el año 1986 se comienza a desarrollar el proyecto titulado Polígono Geodinámico de Santiago de Cuba por el ICGC (Instituto Cubano de Hidrografía y Geodesia), cuyos resultados se muestran por Arango (1996) en su tesis de Maestría titulada "*Geodinámica de la región de Santiago de Cuba, en el límite de las placas caribeña y norteamericana*". En el mismo se determina que el carácter transformante de la estructura Bartlett-Caimán está dado por los procesos geodinámicos que ocurren en sus entornos; al oeste, donde ocurre un proceso de expansión de la corteza oceánica, en la cercanía de Islas Caimán, y al este, a partir de las inmediaciones de Puerto Rico, donde ocurre un proceso de subducción de la placa de Norteamérica por debajo de la placa del Caribe. Hay que tener en cuenta que a partir de los estudios realizados en la campaña oceanográfica SEA CARIB II, se pone en duda la existencia de continuidad entre la estructura rumbo-deslizante Bartlett-Caimán y el frente de subducción, al norte de La Española (Calais, 1988; Arango, 1996).

Este último autor determina, además, que en la región que comprende la falla Bartlett-Caimán ocurren cuatro procesos geodinámicos, como consecuencia del movimiento lateral izquierdo de la placa norteamericana en relación con la placa del Caribe:

- Sector Cabo Cruz, relacionado con un proceso TRANSTENSIVO.
- Sector Pílon, relacionado con un proceso de DESPLAZAMIENTO POR EL RUMBO.

- Sector Oriente, relacionado con un proceso EXTENSIVO.
- Sector Santiago, relacionado con un proceso TRANSPRESIVO.

En la década del ochenta se desarrollan trabajos que tienen como base fundamental la implementación de métodos geomorfológicos y morfoestructurales, los cuales en muchas ocasiones están respaldados por el análisis de la sismicidad regional y por estudios geodinámicos elaborados a partir de mediciones alimétricas. Según Hernández *et al.* (1986), los métodos morfoestructurales ocupan un destacado papel en las investigaciones de los movimientos tectónicos verticales y horizontales recientes. En este último trabajo, el autor determina que el territorio suroriental de Cuba está ocupado de sur a norte por tres grandes zonas morfoestructurales sublatitudinales (megabloques).

- Fosa profunda de Oriente
- Sistema montañoso de la Sierra Maestra
- Depresión graben sinclinal Cauto–Nipe

Según Hernández (1989), el análisis correlativo de los datos geomorfológicos y los sísmicos permitió conocer las relaciones entre las grandes unidades morfoestructurales y la distribución de la zona de terremotos de diferentes energía y profundidad según los datos de la estación sismológica “Río Carpintero”. Es válido aclarar que cuando se realiza el análisis de la sismicidad para determinar el alineamiento de los epicentros y obtener las zonas de fallas activas, se debe de contar con una red de estaciones sísmicas bastante densa. Hay que tener en cuenta que en la determinación de los epicentros y su profundidad, el error es bastante grande si se consideran los datos de una sola estación, y que disminuye según aumenta la densidad de la red. Por lo tanto, los resultados obtenidos con una sola estación no son confiables.

Hernández (1989) plantea que la zona de sutura sublatitudinal de Boniato y del sistema transregional de las fallas (suroeste-noreste) determinó la formación de la cadena de alturas *horst* monoclinales. Según este autor, en esa zona actualmente continúa el proceso de formación de grietas, las cuales encuentran reflejo en la sismicidad y en los movimientos verticales recientes.

El estudio sobre los mecanismos focales de los terremotos han venido a esclarecer el comportamiento dinámico de las estructuras activas de esta región. De manera que Álvarez (1985), en Hernández *et al.* (1991) determina que los mecanismos focales apoyan la presencia del desplazamiento horizontal con evidencias de rotación de los bloques morfoestructurales. Además, plantean que la dinámica espacio-temporal de los terremotos se caracteriza por la migración *cuasi* periódica de los focos en la dirección oeste-este, a lo largo de la zona de sutura de Bartlett, con intervalos de 2-4 años. Otro elemento descrito por Hernández (1991) está relacionado con las zonas cercanas al Cristo. Según este autor, estas presentan ascensos tectónicos recientes de 3-5 mm/año con un amplio desarrollo de dislocaciones gravitacionales que siguen el rumbo sismotectónico general noreste.

El mapa de alineamientos y nudos tectónicos principales de Cuba a escala 1: 1 000 000 realizado por Cotilla *et al.* (1991), enfatiza en que el conjunto de zonas de alineamientos de la parte continental de Cuba, visto regionalmente, parece tener continuidad hacia el suroeste a través del mar hasta entrelazarse con la estructura Bartlett-Caimán, lo cual pudiera ser un inicio de la influencia de ese elemento tectónico en el desarrollo del relieve cubano.

En su trabajo, Arango (1996) considera que, en su conjunto, el promontorio de Santiago de Cuba es expresión de un proceso transpresivo del tipo "FLOWER" en el relieve. Asimismo plantea lo contradictorio del hecho de que en la falla Boniato no se reflejen valores anómalos en las deformaciones de los movimientos verticales que permitan definirla en la actualidad como una falla activa de importancia en la región. De manera que, según este autor, los patrones de fallas definidos delimitan una estructura similar a un *Pull Apart Basin*, en cuyo centro se encuentra la bahía de Santiago de Cuba.

De ahí que Arango (1996) asuma que la cuenca de Santiago de Cuba se formó a partir de una rotación del bloque correspondiente a la sierra de La Gran Piedra en sentido horario, probablemente como resultado de los procesos orogénicos ocurridos a finales del oligoceno. Uno de los resultados de este trabajo se expone en el esquema tectónico de la cuenca de Santiago de Cuba (Figura 1). Desde el punto de vista del autor, los resultados de la investigación anterior debieron ser

corroborados mediante trabajo de campo sobre las principales estructuras determinadas en la región, con el fin de estimar las principales características dinámicas de estas.

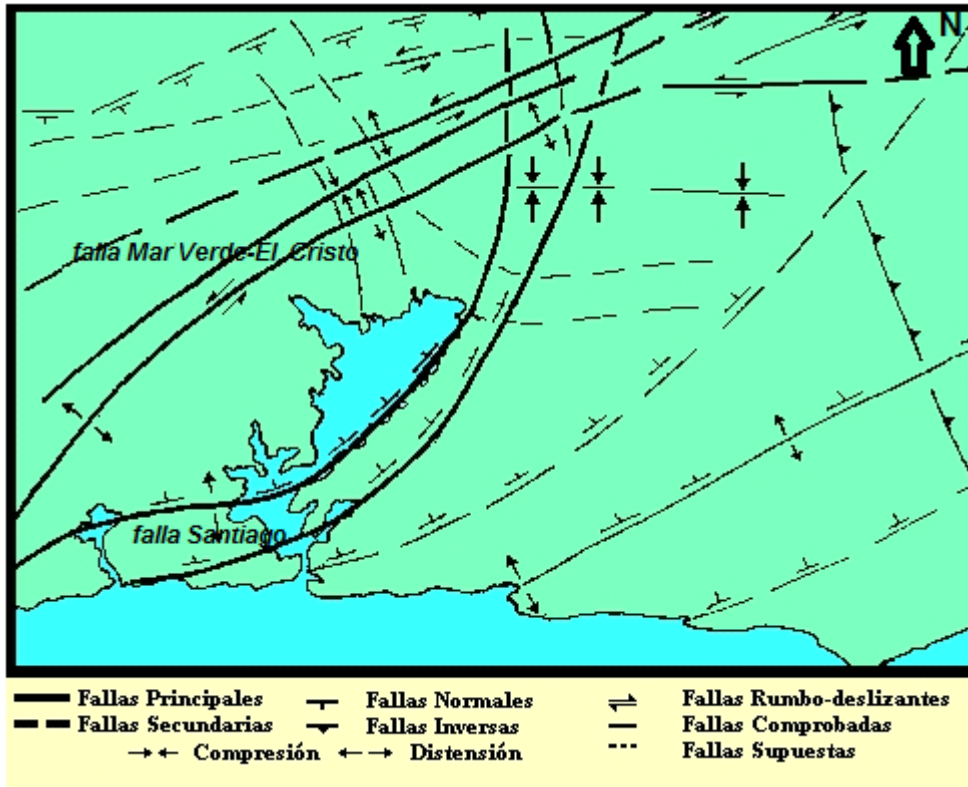


Figura 1. Esquema tectónico de la cuenca de Santiago de Cuba a escala 1: 25 000. Tomado de Arango (1996).

Pérez *et al* (1997) plantean que la formación de fallas, tanto sintéticas como antitéticas (R y R' respectivamente), que responden al modelo de Riedel se observa solamente con claridad en las inmediaciones de la bahía de Santiago de Cuba. La falla El Cristo (Maceiras) de carácter actual normal-transcurrente sinistral (R), provocó un fuerte desplazamiento del bloque tectónico de La Gran Piedra hacia el norte en una etapa antigua (probablemente en el eoceno superior). Luego, en el mioceno, esta misma falla participó en la formación de la cuenca de Santiago de Cuba en conjunto con la falla Sardinero (R') (normal-transcurrente dextral). Esta última, finalmente, provocó cierto basculación del bloque Gran Piedra, reduciendo considerablemente la actividad de la falla Maceiras. El trabajo permite explicar la posible causa de la separación y basculación del bloque La Gran Piedra con respecto a la Sierra Maestra. Pero en esta investigación no se realizó el análisis de las características cinemáticas de

las fallas que provocaron el desplazamiento y rotación, lo cual habría posibilitado identificar la dirección de los esfuerzos actuantes sobre este bloque tectónico.

Otra de las investigaciones llevadas a cabo en la región fue la caracterización de la geodinámica reciente de Cuba oriental según los datos de la nivelación reiterada, donde Marqués (1999) plantea que, en la zona de la Sierra Maestra, la línea de nivelación reiterada no presenta una buena distribución de los datos instrumentales que permita identificar detalladamente la diferenciación morfoestructural en el campo de los movimientos recientes.

Medina *et al.* (1999) realizó el trabajo *Reconocimiento geólogo-geofísico de la cuenca de Santiago de Cuba con fines de riesgo sísmico*, donde se plantea como tarea fundamental la confección de un esquema geológico de la cuenca de Santiago de Cuba a escala 1:25 000. Este autor considera que la cuenca se caracteriza por ser bastante compleja, de ahí que los procesos de fallas activas de edad muy reciente traigan consigo apertura y formación de grietas, lo que se refleja en la sismicidad y en la presencia de movimientos verticales y horizontales que se combinan, complicando en muchos casos la interpretación de dichas estructuras en el campo. Este trabajo es muy importante porque sirve de guía y punto de partida para futuras investigaciones que se realicen en la región. Sin embargo, en este trabajo no se realiza una caracterización detallada de las características estructurales de las fallas identificadas.

De ahí que un grupo de particularidades estructurales condicionen la geometría y evaluación de la cuenca Santiago de Cuba, por tratarse esta de una cuenca de *Pull Apart Basin*, pequeña y de corta duración, donde se evidencia el control estructural de la falla Oriente y su plumaje en el desarrollo de esta cuenca (Medina *et al.*, 1999). Además, se hace referencia a que los esfuerzos de las fallas con dirección noroeste-sureste se relacionan principalmente con las secuencias vulcanógenas sedimentarias del paleógeno, mientras que las secuencias sedimentarias neógenas–cuaternarias con los esfuerzos de las fallas predominantes son de dirección noreste-suroeste.

A inicios del 2000 en la región de Santiago de Cuba se desarrolla un grupo de investigaciones que se caracterizan por profundizar en el estudio de las características estructurales y dinámicas de las estructuras activas que aparecen

en esta zona. De este modo, Zamorano *et al.* (2000) desarrolla el estudio “*Meseta de Boniato y graben Santiago de Cuba, un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural*” donde se plantea que la interpretación de los diseños lineales del relieve y su correlación con la estructura geológica reveló tres sistemas disyuntivos:

- Sistema I (norte) en la meseta Boniato.
- Sistema II (central) al centro del graben Santiago de Cuba.
- Sistema III (suroriental) al sureste de la meseta estratificada baja Santiago de Cuba-Siboney.

Asimismo se plantea que el análisis de los patrones utilizados por Zamorano *et al.* (2000) y su relación con los elementos del relieve revelaron, en la zona central, manifestaciones transcurretes de izquierda con la formación de cuencas de tracción (*Pull Apart Basin*) en la bahía de Santiago de Cuba. Por otra parte, el cálculo del índice de sinuosidad del frente montañoso de la meseta de Boniato fue obtenido considerando el eje de articulación con la morfoestructura del graben Santiago, lo que reveló que los cinco factores que componen el frente escarpado presentan valores semejantes y que no se puede llegar a conclusiones en cuanto a su actividad tectónica.

Posteriormente se lleva a cabo el proyecto: “*Fallas activas del mundo: contribución de Cuba*”, donde Magaz *et al.* (2001) propuso clasificar los elementos geomorfológicos para la identificación de las fallas y emplear el enfoque local para determinar la actividad de estas. De ahí que este autor tome como premisa que en las zonas cubanas de fallamiento activo es común encontrar un sentido de movimiento vertical absoluto o dominante, lo cual se manifiesta en el relieve mediante el conjunto de los elementos primarios. Se asume que en ese momento no existían datos sobre movimientos neotectónicos históricos y recientes de sentido horizontal; no obstante, se reconoce que el estudio de las redes fluviales permite determinar indicadores de la existencia de estos desplazamientos laterales. Según Magaz *et al.* (2001), existe un predominio de los movimientos verticales sobre los horizontales. Solo algunas fallas neotectónicas y modernas presentan indicadores geomorfológicos de desplazamientos laterales.

Por otra parte, Rojas *et al.* (2001) realizaron el trabajo: “Las deformaciones ocurridas en la pendiente sur de las montañas de la Sierra Maestra: evolución tectónica de la falla transformante Oriente”, en el cual se muestra un estudio tectónico sobre la vertiente sur de la Sierra Maestra, en el cual se determinó la presencia de diferentes etapas de deformación en esta área, de ahí que se plantea que la historia tectónica posterior está relacionada con la actividad de la falla Oriente. Sin embargo, en ella no se aplica el método del modelo de deslizamiento de De Vicente (1988) para el análisis estructural de fallas geológicas, el cual posibilita separar las diferentes familias de fallas de una forma rápida y sencilla, teniendo en cuenta el tipo de movimiento que estas presentan.

Rosabal *et al.* (2006) realizaron el “Estudio de los efectos de los movimientos tectónicos en la dinámica de la bahía de Santiago de Cuba a través de técnicas GPS”, donde efectuaron tres ciclos de mediciones con GPS en el microbloque de la bahía de Santiago de Cuba para determinar los valores de los vectores de desplazamiento horizontal y el comportamiento dinámico de la bahía. Según estos autores, se logró determinar por primera vez, a través de mediciones de alta precisión, la velocidad de los movimientos horizontales de los bloques tectónicos que componen la cuenca de Santiago de Cuba, de ahí que se obtuviese como resultado un conjunto de vectores de desplazamiento que oscilan entre 0.2 y 6.3 cm (Figura 2). Se demostró de forma cuantitativa, la presencia de movimientos horizontales en la bahía de Santiago de Cuba. El autor considera que esos resultados permiten cuestionar el planteamiento de que los movimientos verticales predominan sobre los horizontales en todo el territorio cubano.

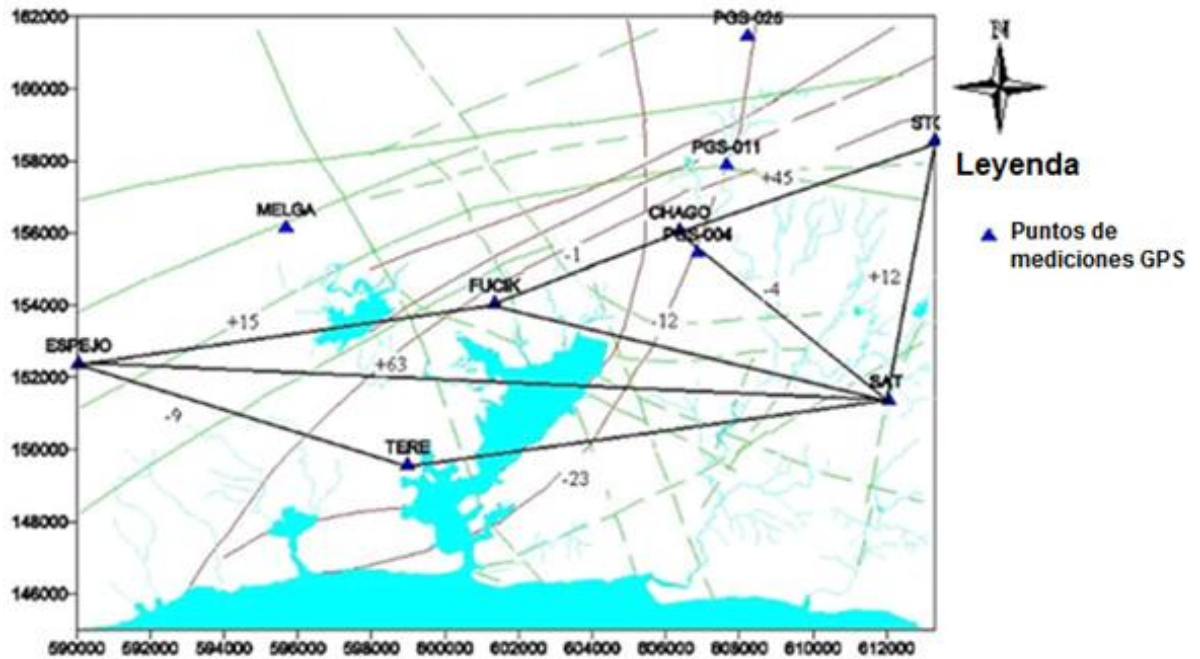


Figura 2. Deformaciones entre los sectores del microbloque estudiado, distancia en milímetros. Escala 1: 25 000. Tomado de Rosabal *et al.*, (2006).

En el 2008, Rojas realiza un análisis detallado de los procesos geodinámicos de la vertiente sur de la Sierra Maestra basándose en el estudio del paleoestrés y el análisis relativo de las deformaciones del arco de isla del paleógeno. Además, para la determinación de las características estructurales y el análisis de las fallas, se emplearon métodos como el cálculo de los tensores de esfuerzo a partir de poblaciones de falla, el análisis numérico-dinámico para la determinación de paleoestrés y el método del diedro recto, el cual fue utilizado en los afloramientos, donde los datos obtenidos no permitían aplicar el método numérico.

Según Rojas *et al.* (2008), el sistema de arco de isla del paleógeno en Cuba es similar a otros, como el arco japonés donde la parte central del sistema magmático-plutónico fue interrumpido por fallas normales jurásico – cretácicas. Por otra parte, refiere que las estructuras transpresionales están bien expuestas a lo largo de la falla transformante de Oriente actual, con deslizamiento puro al oeste y transpresión al este. Así mismo supone que todo el bloque Gran Piedra, incluyendo las fallas que este presenta, ha rotado en el oligoceno o en el mioceno temprano durante un evento de movimiento dextral.



Arango (2014) en su tesis doctoral “*Sismotectónica del territorio oriental de Cuba a partir de la integración del modelo de corteza 3D de datos gravimétricos con datos sismológicos y geodésicos*” hace alusión a que no existen evidencias de que las fallas activas, representadas en esquemas o mapas sismotectónicos elaborados con anterioridad y que han servido de base para trazar zonas de origen de terremotos o zonas sismogeneradoras, manifiestan actualmente sismicidad asociadas a ellas, por lo que se acepta comúnmente que en la región de la Sierra Maestra se manifiesta un fracturamiento o fallamiento que puede caracterizar cada etapa de su evolución, uno que puede considerarse radial, con centro en dirección a la fosa de Oriente. Esto pudiera estar relacionado con los procesos de ruptura y apertura de esta fosa al formarse la falla Oriente y otra sub-latitudinal conjugado SSW-NE y NW-SSE que puede ser más reciente y que es coherente con el modelo de Riedel para fallas de movimiento *strike-slip* izquierdo. Pero en esta investigación se debió de haber tenido en cuenta la ejecución de trabajos de campo donde se pudiesen comprobar si las fallas presentan movimientos neotectónicos y se pudiesen determinar las características de los esfuerzos que actúan sobre cada estructura.

Del mismo modo, Ríos & Vega (2015) elaboran una propuesta de las principales fallas sismogeneradoras de Cuba oriental, haciendo énfasis en algunas de las características geodinámicas de las fallas propuestas. Estos autores asumen que en Cuba Oriental existen cuatro zonas sismogeneradoras:

- Zona asociada a la falla norte de la Española.
- Zona asociada a la falla Cubita.
- Zona asociada con las fallas Tunas – Gibara, Cauto – Nipe, Santiago – Moa, Guantánamo- Baracoa y Maisí.
- Zona asociada con la falla transformante Oriente.

Estos autores consideran como fallas normales las siguientes: Tunas-Gibara, Cauto-Banes, Cauto-Nipe, Santiago-Moa, Guantánamo-Baracoa y Maisí. Sin embargo, no se hace alusión a la influencia que ejerce la zona de la falla Oriente en el comportamiento que manifiestan las estructuras tectónicas de la región. Pero los autores anteriormente mencionados debieron respaldar la investigación mediante trabajos de campo donde se podía comprobar la existencia y el tipo de

movilidad que presentan estas fallas, además de su comportamiento neotectónico.

Por otra parte, Rosabal & Zapata-Balanquéet al. (2016) realizan el estudio “Esquema morfotectónico del sector Guamá, Santiago de Cuba”, donde se desarrolla un análisis evolutivo sobre las características geológicas del municipio a partir de métodos morfométricos, con el fin de determinar las zonas más propensas para la ocurrencia de fenómenos inducidos por terremotos de gran intensidad. Sin embargo, no se hace alusión a los esfuerzos que actúan sobre estas fallas ni al tensor de esfuerzo característico de estas estructuras.

Los resultados alcanzados por cada uno los autores antes mencionados han contribuido a incrementar el conocimiento acerca del comportamiento de la tectónica y la geodinámica en la región suroriental de Cuba. Pero es notable el hecho de que la mayoría de estas investigaciones tienen un carácter regional, de ahí que en ellas no se caractericen las fallas de forma particular, lo que impide obtener información vinculada con el comportamiento de esfuerzos tectónicos de sistemas de fallas puntales. Es por ello que se desconoce el comportamiento del tensor de esfuerzo para cada una de estas estructuras tectónicas, de ahí que sea necesario realizar investigaciones sobre el análisis estructural y el morfoestructural de zonas de fallas.

## **1.2 Características físico–geográficas regionales**

El territorio donde se desarrolla esta investigación está ubicado en la porción sur oriental de Cuba que forma parte de la provincia de Santiago de Cuba y que se localiza al noroeste de la cuenca donde se encuentra la ciudad de mismo nombre. El área que abarca este estudio cuenta con una extensión de 127.75 Km<sup>2</sup> y se encuentra enmarcada dentro de las coordenadas: ( $X_{\min}$ : 596 140  $Y_{\min}$ : 149 035 y  $X_{\max}$ :609 451  $Y_{\max}$ : 158 644) (Figura 3).

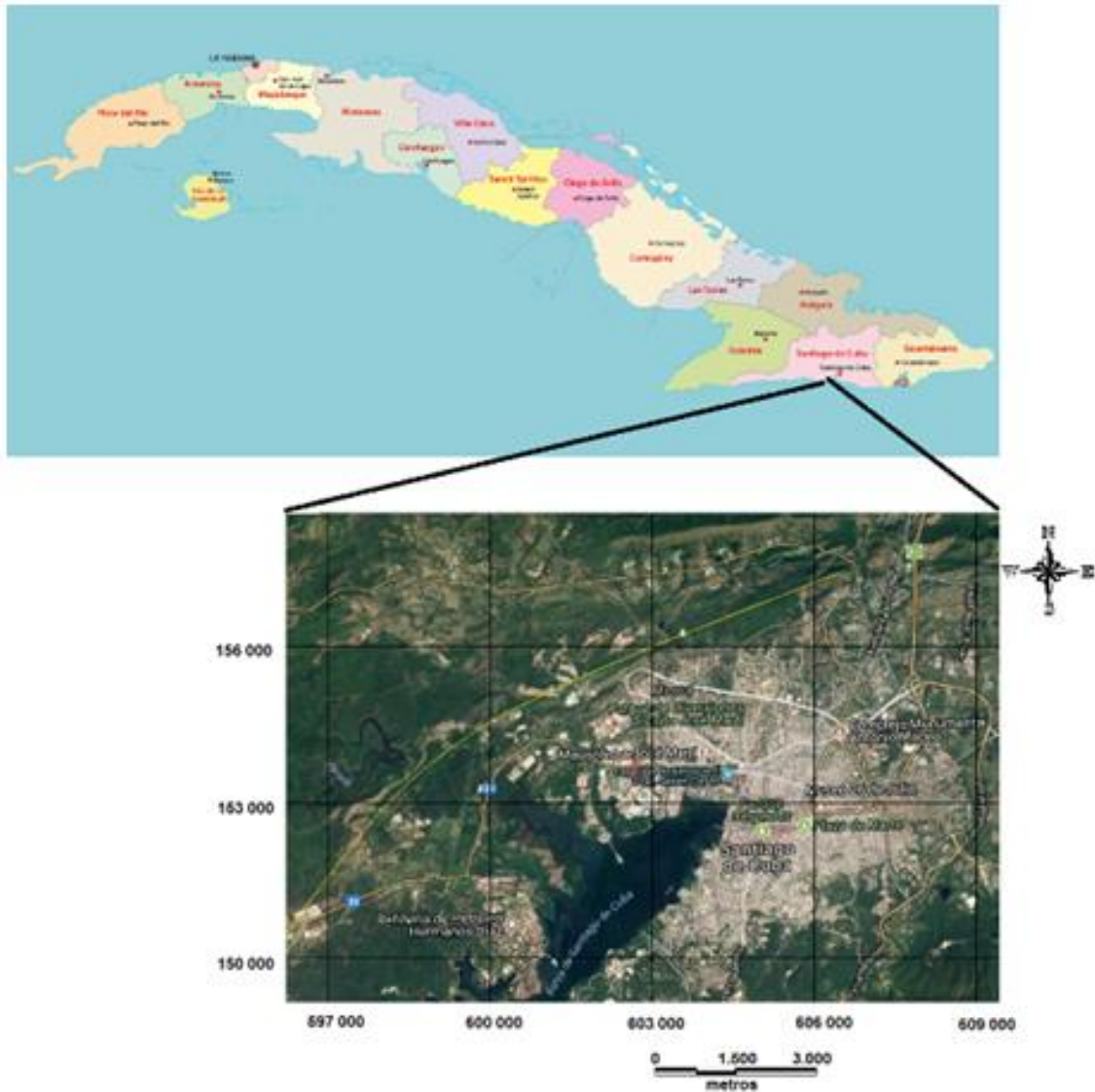


Figura 3. Mapa de ubicación del área de estudio. Fuente el autor

Según el Atlas Nacional de Cuba (1989), la ciudad de Santiago de Cuba se ubica en la costa suroriental de la isla, limita al norte con las elevaciones de Puerto Pelado y Puerto Boniato, al sur con el mar Caribe, al este con el macizo de la Gran Piedra y al oeste con la Sierra Maestra en su parte centro-occidental. Por la característica de su relieve (premontañoso) y su principal accidente geográfico, la definen como una cuenca cerrada con vertientes que miran al mar.

Las llanuras pequeñas que existen al sur y la Sierra de Puerto Boniato por el norte son límites naturales de esta ciudad que sirven de barrera al régimen de brisas. Como los vientos no actúan directamente sobre ella, es una de las ciudades más calurosas de la isla.

Su clima es subtropical cálido, con un período lluvioso de mayo a octubre donde se registran de un 80 a un 100 por ciento de los totales anuales, los meses de septiembre y octubre son los de mayor ocurrencia, le sigue agosto y noviembre. El período seco va de noviembre a abril, con el 20 por ciento y los meses de menor ocurrencia son mayo, junio y julio.

Se caracteriza por presentar una red hidrográfica poco desarrollada donde el régimen de lluvias desempeña un importante papel dentro de los factores climáticos. Se observan escasas corrientes fluviales que la atraviesan con carácter intermitente y que desaparecen en períodos secos. Los ríos más importantes son: San Juan y Sardinero, que corren por su lado este con dirección norte-sur y Los Guaos, Yarayó y Parada (este último también conocido como Cobre), que corren por el oeste y vierten sus aguas en la bahía de Santiago de Cuba.

### **1.2.1 Condiciones geomorfológicas de la cuenca de Santiago de Cuba.**

Según lo planteado por Moreno *et al.*, (2018) el relieve de la región en la parte norte se caracteriza por la presencia de montañas pequeñas, consistentes en elevaciones jóvenes y alargadas, las cuales forman un arco que bordea la cuenca de Santiago de Cuba; además, posee pendientes medianamente abruptas, las cuales están separadas por llanuras pequeñas. Al sur el relieve es llano-ondulado, con escasas elevaciones de pendiente suave y en el que predominan las llanuras medias de forma alargada.

El rasgo más sobresaliente del paisaje de la zona está representado por la amplia bahía santiaguera, cuya costa oriental es abrupta y escarpada, en la que se desarrollan una serie de llanuras medias; la costa occidental, en cambio, posee llanuras pequeñas, excepto en su porción sur, donde aparecen formas muy semejantes a las de la costa oriental.

Reyes (2002) plantea que la morfología del relieve depende, en gran medida, de varios factores, tales como la litología presente en el área, los procesos erosivos que tienen lugar en ella (fluvial y marino), la tectónica que la caracteriza y la meteorización. En la zona costera pueden observarse cuatro escalones de terrazas marinas bien definidos, con alturas que no sobrepasan los 80 m, surgidos

a partir de la combinación de un escarpe de falla costero y la abrasión marina. Inmediatamente después de la costa, se observa un relieve de meseta cuya altura máxima puede variar entre 100 y 130 m, compuesto en su parte superior por calizas coralinas duras recristalizadas con yacencia casi horizontal; debajo de esta aparece una caliza margosa o una marga compacta, que es precedida en profundidad por una arcilla margosa muy blanda y fácilmente erosionable. Esta es la razón por la que cuando la erosión sobrepasa la capa de caliza recristalizada se hayan formado grandes barrancos y las laderas de estas mesetas sean tan abruptas.

Hacia el sur, las cotas topográficas disminuyen llegando a tomar valores próximos a 0,0m nmm (nivel medio del mar); en algunos lugares como los alrededores de la bahía, existen elevaciones que pueden alcanzar los 60 m, como en el caso de la zona donde se encuentra el Parque “Abel Santamaría”. Hacia el norte las cotas alcanzan los valores máximos dentro del área de trabajo, por ejemplo 553.61 m en la Loma del Bonete y 585.7 m en Puerto Pelado.

### **1.2.2 Estratigrafía.**

Según Iturralde-Vinent (1998), la presencia de una asociación de rocas vulcanógenas y plutónicas del daniense superior al eoceno inferior en la Cuba oriental es un hecho bien conocido a través de la literatura geológica cubana. Además hace referencia a que el arco paleogénico se formó sobre los restos deformados del arco cretácico y de las ofiolitas, presentando un rumbo este-oeste. Desde el punto de vista geólogo-genético, la asociación de las rocas del arco paleogénico se puede dividir en los complejos del basamento del arco vulcanógeno-sedimentario, plutónico y metamórfico.

El basamento del arco paleogénico aflora bajo las secciones propias del arco. En el flanco sur de la Sierra Maestra (Turquino), las rocas deformadas del arco cretácico y las rocas sedimentarias del campaniense-maastrichtiense yacen discordantes bajo las del arco paleogénico.

Las rocas del complejo vulcanógeno-sedimentario se encuentran presentes en casi toda Cuba. Pero su volumen e importancia es solo destacable en la Cuba oriental. En la Sierra Maestra las vulcanitas de arco alcanzan varios miles de

metros de espesor, pero su volumen e importancia se atenúa en dirección al norte-noroeste. Además, el complejo plutónico está representado por cuerpos pequeños en distintas localidades cercanas al flanco sur de la Sierra Maestra.

Por tanto, la geología de la región donde se desarrolla la presente investigación se caracteriza por la presencia de varias formaciones geológicas, las cuales tienen su origen durante los diferentes periodos evolutivos por los cuales ha pasado el arco volcánico paleógeno y la cuenca de Santiago de Cuba. En esta zona se puede apreciar la coexistencia de distintos grupos litológicos (Figura 4), que en su mayoría están siendo afectados por los procesos geodinámicos que se desarrollan por la cercanía al límite entre la placa caribeña y la norteamericana.

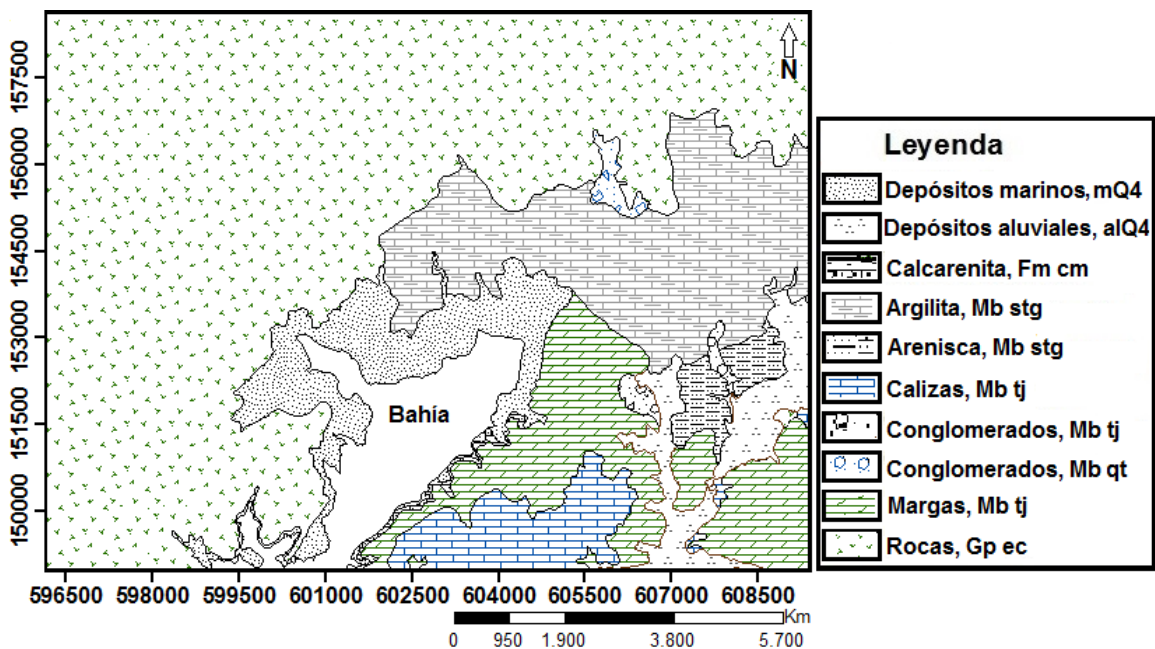


Figura 4. Esquema geológico del área de estudio a escala: 1:25 000. Modificado de Medina *et al.* (1999).

Para Pérez *et al.* (1994), **El Grupo Cobre (ec)** es considerado como la parte axial del arco de islas que se desarrolla, según el régimen geodinámico, a finales del daniano. Su actividad volcánica estuvo restringida fundamentalmente a la parte suroriental de Cuba y está representada por más de 6000 m de espesor de vulcanitas, así como por cuerpos plutónicos asociados a ella. El Grupo Cobre está representado por potentes secuencias vulcanógenas sedimentarias con predominio de tobas de composición andesito-basáltica. De modo subordinado aparecen areniscas, aleurolitas y calizas tobáceas, así como mantos de andesita

y andesita basaltos. En menos proporción se encuentran dasitas, liparitas, riolitas, riodasitas y sus derivados efusivos. Estructuralmente estas secuencias forman el flanco norte de una gran estructura monoclinal con buzamiento noreste.

Este grupo se encuentra ampliamente distribuido a lo largo de la Sierra Maestra, por las provincias de Granma, Guantánamo y Santiago de Cuba. Su parte indiferenciada yace discordantemente sobre las formaciones Manacal, Palma Mocha y Tejas, y está cubierta concordantemente por la formación Puerto Boniato y discordantemente por las formaciones Cauto, Charco Redondo, Dátil, Río Maya, San Luis, Manzanillo, los miembros Guardarraya y Yacabo de la formación Punta Imías y el miembro Quintero de la formación La Cruz. Su parte diferenciada transiciona lateralmente a las formaciones El Caney y Pilón. Con la primera también lo hace verticalmente.

Esta última se encuentra constituida por diferentes tipos de rocas (volcanógenas, volcanógeno-sedimentarias y tufogénicas) con una gran variabilidad facial, tanto en sentido vertical como lateral. Las transiciones entre las diferentes litologías a veces son bruscas, otras graduales y en muchos casos resulta prácticamente imposible establecer delimitaciones entre ellas. Las rocas más abundantes son: tobas, desde aglomeráticas hasta cineríticas, lavas, lavas brechas y aglomeráticas, de composición andesítica, andesito-dacítica y dacítica, raramente riolítica, riodacítica y basáltica. En su constitución también participan tobas cineríticas, tufitas, tobas calcáreas, calizas tobáceas, areniscas polimícticas y vulcanomícticas, así como grauvacas. Además, este complejo volcanógeno-sedimentario está cortado por cuerpos hipabisales y diques de diversa composición (de Huelbes et al., 2013).

**Formación La Cruz (cru):** esta se distribuye alrededor de la bahía de Santiago de Cuba, se extiende al oeste desde la Socapa y la ensenada de Cabaña hasta las proximidades de Mar Verde formando una franja estrecha y sinuosa. Los sedimentos parecen haberse depositado en una cuenca muy local formada por la subsidencia de un bloque durante un intervalo que se inicia en algún momento del mioceno, que dio lugar a esta bahía.

En dicha formación, afloran calizas biógenas y aleurolitas calcáreas, caracterizadas por una alternancia de calcarenitas fosilíferas con matriz arcillosa

de color crema claro, y de caliza areno-arcillosas fosilíferas de color amarillento, aleurolitas y areniscas polimícticas con cemento calcáreo arcilloso, ambas de color amarillento. Son comunes las intercalaciones de conglomerados finos en forma de capas lenticulares; paleontológicamente la secuencia es rica en restos de bivalvos.

Yace discordantemente sobre el grupo El Cobre y se encuentra cubierta discordantemente por las formaciones Maya y Jaimanitas. La edad atribuible es el mioceno superior - plioceno superior. Esta formación se subdivide en tres miembros: Quintero, Tejar y Santiago.

**Miembro Quintero (qt):** se desarrolla solamente en los alrededores de la ciudad de Santiago de Cuba. Está compuesto por conglomerados polimícticos de vulcanitas y calizas con matriz margosa o arenosa, con cemento calcáreo y posee coloración oscura abigarrada. En cuanto a sus relaciones estratigráficas, yace discordantemente sobre El Grupo El Cobre y está cubierta concordantemente por el miembro Tejar. Su edad data de la parte alta del mioceno medio.

**Miembro Tejar (tj):** se puede encontrar en los alrededores de la bahía de Santiago de Cuba, prolongándose en forma discontinua hacia el este hasta Sigua y hacia el oeste hasta las cercanías de Punta Tabacal, provincia de Santiago de Cuba. Presenta calcarenitas finas de matriz margosa y aleurolitas de igual carácter, color amarillo castaño. Yace concordantemente al miembro Quintero y discordantemente al Grupo El Cobre.

**Miembro Santiago, Mb (stg):** se presenta en zonas cercanas a la bahía de Santiago de Cuba, aflorando en el área septentrional de la misma, entre la ciudad y la loma de Quintero; puede aparecer en forma de parches en la cuenca del río San Juan. Esta formación, compuesta por arcilla areno-limosa calcárea, friable, finamente estratificada y con concreciones de carbonato, alterna con conglomerados polimícticos de facies deluvial. Cubre discordantemente al grupo El Cobre y yace concordantemente sobre el miembro Quintero.

**Formación Río Maya (rm):** se encuentra fundamentalmente en la franja costera de todo el litoral suroriental en forma de parches intermitentes. Está constituida por calizas coralinas, macizas, duras, recristalizadas intensamente carsificadas, la



fauna en general es pobre. Aparece en forma aislada en la cuenca como pequeños parches. Yace discordantemente sobre la formación La Cruz.

**Formación Jaimanitas (js):** esta formación bordea todo el territorio insular cubano y está formada por calizas órgano – detríticas, masivas, algo cavernosas, duras, de color amarillento, a veces con índices poco marcados de estratificación. Contiene intercalaciones de calcarenitas de granos finos bien preservados, con especies actuales de moluscos y corales. Su espesor medio es de alrededor de 10 metros, pudiendo ser mayor. En el área de la cuenca, está constituida por calizas biodetríticas masivas cársicas y fosilíferas, calcarenitas y a veces margas. Yace discordantemente sobre la formación Río Maya.

**Conglomerado Camaroncito unidad informal (crt):** se desarrolla en forma discontinua, en pequeñas áreas en Santiago de Cuba. Está compuesto por calcarenitas laminares de granos medios a gruesos.

En las formaciones más recientes aparecen los depósitos marinos, arenas, guijarros de playa y bancos de tormenta y otros depósitos de tipo aluvial, compuestos por lino gris y pardusco, linos arenosos y arcillas arenosas.

La distribución de cada una de las formaciones descritas se puede observar en el mapa geológico de la cuenca de Santiago de Cuba obtenido por Medina *et al.*, (1999), que se presenta modificado.

### **1.2.3 Tectónica.**

Las características tectónicas de la región de Santiago de Cuba (Figura 5) se relacionan con el hecho de que esta se encuentra en las cercanías del contacto entre la placa Norteamericana y la del Caribe. De ahí que García *et al.* (2002) consideren que la dinámica de los movimientos la corteza terrestre en la región de Santiago de Cuba presenta un comportamiento complejo, con ciclos de esfuerzos distensivos y compresivos, relacionadas con cambios de las velocidades en el transcurso del tiempo, lo cual es interpretado por Arango (1996) como una consecuencia de los procesos de acumulación y liberación de esfuerzo/deformación que se producen por transpresión, al chocar la placa del Caribe con la placa de Norteamérica, y que se manifiesta en la superficie a través de zonas bien definidas que generalmente constituyen fallas activas.

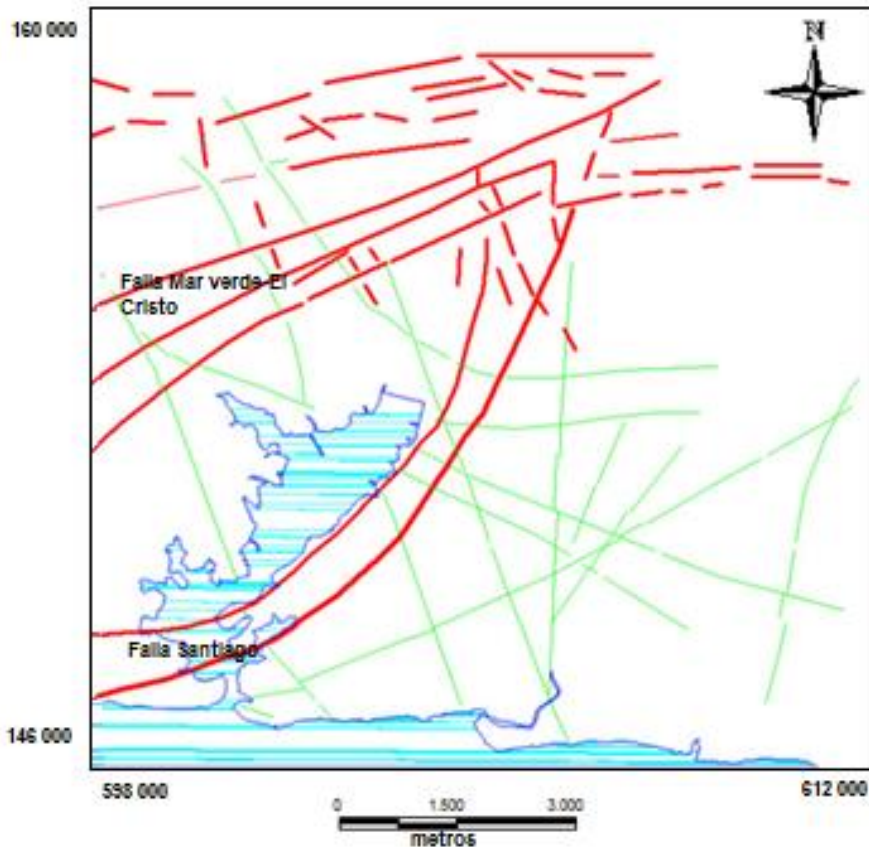


Figura 5. Esquema tectónico de la cuenca de Santiago de Cuba. Tomado de García *et al.* (2002)

Como regla general, según plantea este autor, el esquema de fallas activas refleja que las principales direcciones de debilidad tectónica son NE-SW, parten desde Mar Verde-Ermitaño hacia El Cristo-La Maya-Alto Songo, bordeando el este y el norte de la cuenca de Santiago de Cuba en forma de arco. Esta zona de fallas se refleja muy bien en los puntos de las líneas que las cortan, donde el comportamiento de las deformaciones alterna con las diferentes estructuras disyuntivas delimitadas.

Además, los patrones de fallas activas delimitan una estructura similar a un *Pull Apart Basin*, situada en dirección sudoeste noreste, con la bahía de Santiago de Cuba en el centro, notablemente rotada hacia su margen derecha, en correspondencia con la dinámica de las estructuras que la delimitan.

De modo que Pérez *et al* (1997) plantean que la formación de fallas tanto sintéticas como antitéticas (R y R') que responden al modelo de Riedel se observa

solamente con claridad en las inmediaciones de la bahía de Santiago de Cuba. La falla Sardinero (R') provocó cierto basculamiento del bloque Gran Piedra.

En el sistema de fallas Mar Verde-El Cristo existe evidencia de esfuerzos de distensión y compresión. La primera se determina por los valores alcanzados de -40 mm en el período de 1983-1990 en la línea Boniato-Quintero del polígono geodinámico.

En cambio, en la estructura que está al norte de ese sistema de fallas, se definen deformaciones de componente compresiva; mientras que una tercera estructura, localizada al norte, se comporta de forma distensiva (Arango, 1996).

La falla Boniato es una estructura muy bien expresada en el relieve con dirección este-oeste y que limita al norte la cuenca de Santiago de Cuba con la meseta monoclinial de Boniato; según Arango (1996) no es posible definirla como una falla activa de importancia, porque no presenta valores anómalos de deformaciones de los movimientos verticales recientes.

La zona de fallas que parte de la bahía de Cabañas y que sigue en forma de arco por el borde este de la bahía de Santiago de Cuba es otra zona importante que marca el límite oeste de las rocas de la formación La Cruz y el espectro de terrazas sobre el que se asienta la ciudad. Este sistema de fallas forma un patrón de deformaciones, especialmente de componente distensiva, las cuales se observan con claridad hacia el este y el oeste de la bahía. Hacia el sudeste toma dirección definida sudoeste-noreste.

#### **1.2.4 Sismicidad**

Álvarez *et al.* (2015) refieren que la actividad sísmica en la provincia de Santiago de Cuba se caracteriza por una magnitud de baja a moderada. De igual manera, Chuy *et al.* (2009) exponen que en esta región se destaca el tipo de sismicidad conocida como “entre placas”, que está vinculada a la estructura Bartlett-Caimán (zona sismogénica Oriente) por la frecuencia, magnitud e intensidad alcanzados históricamente. De ahí que este territorio sea considerado por Chuy (1999) como el de mayor peligrosidad sísmica del país, habiéndose reportado en él 20 terremotos fuertes (intensidad I - 7.0 MSK) en el sector comprendido entre las localidades de Chivirico y Baconao, en la provincia de Santiago de Cuba. Al ser la

zona sur Oriental la que presenta mayor sismicidad, se considera como la más activa del país, ya que además se han registrado varias series de terremotos, dentro de las más importantes están las ocurridas en enero del 2016 y 2017(Figura 6).

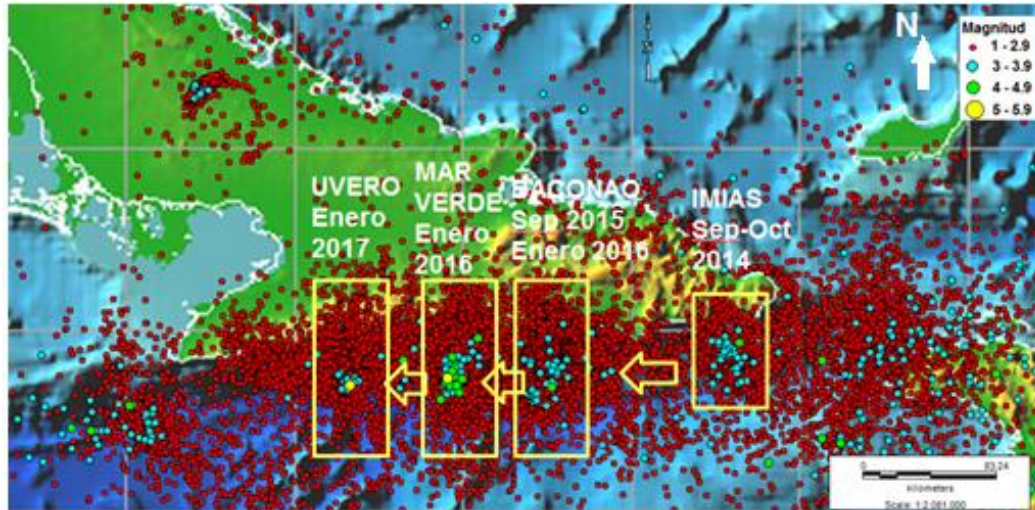


Figura 6. Sismicidad registrada desde 2014 hasta abril de 2018, donde se señalan las series significativas de terremotos registrados en la región sur oriental. Tomado de (SSN 2018).

A escala local la interacción de la microplaca de Gonave con las placas de Norteamérica y el Caribe tiene mucha influencia sobre el régimen tectónico de Cuba. La característica tectónica fundamental hacia el sur de Cuba Oriental está marcada por la presencia de la falla Oriente, la cual es una falla transformante siniestra que domina la actividad sísmica en esa parte del país (Figura 7). De acuerdo con Calais & de Lepinay (1991), la misma tiene una traza discontinua y algunas cuencas de tipo *pull-apart* que se localizan entre los segmentos de falla (cuencas de Cabo Cruz, Chivirico y Baitiquirí).

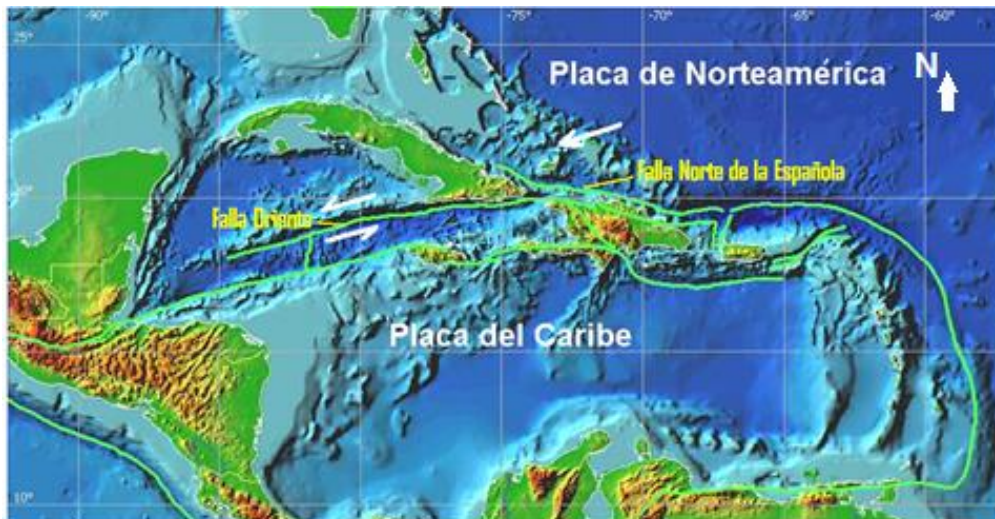


Figura 7. Contexto sismotectónico del Caribe y Cuba. Tomado de (SSN 2018).

De manera que Álvarez *et al.* (2015) expresan que el tipo de deformación sísmica en la falla Oriente transita desde inversa/subducción y transpresión en el este hasta corrimiento por el rumbo y transpresión en el oeste. En este sentido Arango (1996), a partir de los estudios desarrollados por Calais & de Lepinay (1991), identifica 4 sectores bien diferenciados al sur de Cuba: cuenca de Cabo Cruz (transtensión), Pílon (corrimiento por el rumbo puro), fosa Oriente (extensión) y promontorio de Santiago (transpresión) (Figura 8).

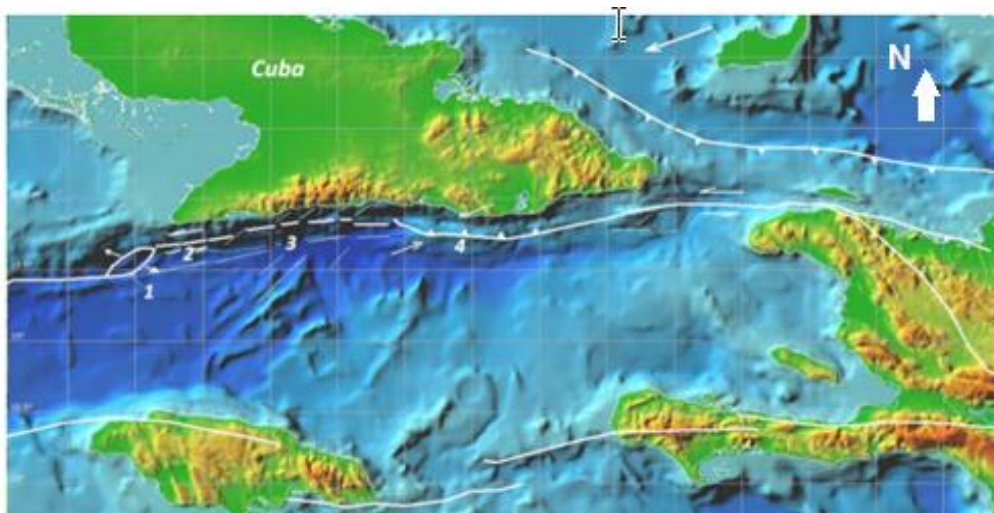


Figura 8. Contexto sismotectónico de Cuba suroriental, La Española y Jamaica. Leyenda: 1 cuenca de *pull-apart* de Cabo Cruz, 2 corrimiento por el rumbo puro, 3 fosa de Oriente, 4 cinturón deformado de Santiago (transpresión). Tomado de Arango (1996).

Según Chuy & Álvarez (1988), el primer reporte de un terremoto en la isla de La Española data de 1502. No obstante, en Cuba el primer reporte que se conserva es el del terremoto que afectó la villa de Baracoa en 1528 (Chuy, 1999). Con la ampliación de la colonización hacia otras partes de la isla se reportaron varios terremotos (Bayamo, 1551; Santiago de Cuba, 1578, y otros). La ciudad de Santiago de Cuba es la que históricamente ha sido más afectada por terremotos en Cuba. Hasta finales del siglo XIX, Santiago de Cuba sufrió daños por 2 terremotos con intensidad 9 (MSK), por 5 con intensidad 8 y por 13 con intensidad 7 (Chuy, 1999). En la (Figura 9) se muestran los epicentros de los terremotos determinados a partir de datos macrosísmicos.

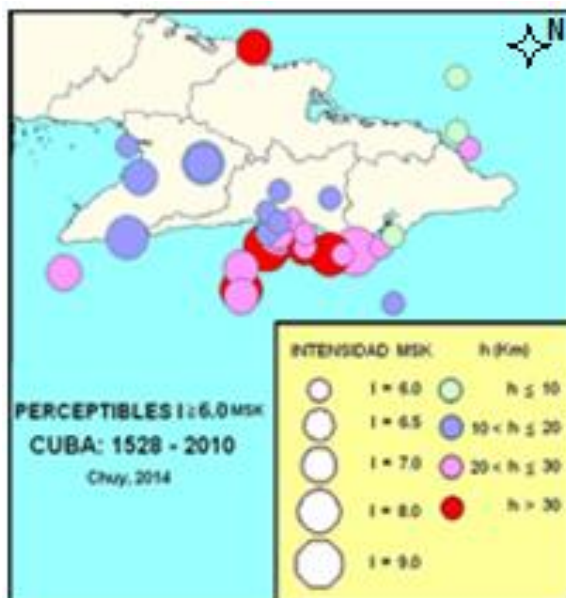


Figura 9. Terremotos perceptibles importantes en la región suroriental de Cuba. Tomado de Chuy (2014).

### **1.3 Conclusiones parciales**

- La evaluación conceptual y contextual de los estudios realizados a fallas activas en la región tienen carácter regional, de ahí que sea necesario realizar investigaciones que se centren en el análisis estructural y el análisis morfoestructural de las zonas de falla.
- No existen trabajos que realicen una caracterización detallada del comportamiento neotectónico de la falla Mar Verde-El Cristo.
- Se desconocen las características del tensor de esfuerzo activo que presenta la falla Mar Verde-El Cristo.
- No se tiene conocimiento de la aplicación del método del modelo de deslizamiento de De Vicente (1988) en esta región para realizar el análisis estructural de fallas geológicas.

## **Capítulo 2. Métodos para el análisis morfoestructural**

En el presente capítulo se realiza la descripción de los pasos seguidos en la realización de esta investigación. De este modo se presentan los materiales utilizados y se describen las principales características de los métodos de análisis empleados para la caracterización morfoestructural de la falla Mar Verde-El Cristo: el morfométrico y el análisis poblacional de fallas.

En la actualidad muchos investigadores de la rama de las geociencias dedican tiempo a la tarea de esclarecer el origen de las fuerzas que dan lugar al surgimiento y evolución de las fallas, además del estudio de las características del comportamiento de los movimientos que estas estructuras presentan, así como los fenómenos y procesos que se producen como consecuencia. Resultado de lo anterior, se han creado una gran cantidad de métodos que facilitan el estudio y comprensión de las fallas. Por ello en este capítulo se hace referencia a los materiales y métodos utilizados en la investigación que se presenta.

Así mismo se hace referencia de manera puntual a algunas las particularidades de cada una de las técnicas de análisis empleadas. Lo que explica el modo de proceder durante la puesta en práctica del análisis de la red fluvial, del modelo digital del terreno, del mapa de pendientes, de la disección vertical, además del método del diedro recto y el modelo de deslizamiento. Hay que mencionar, además, que para la determinación del carácter de reactivación/neoformación se utiliza el método análisis mecánico de las fallas (Diagramas de Mohr).

### **2.1 Materiales**

Para la ejecución de la presente investigación fueron empleados un conjunto de materiales como:

- 1- Brújula marca (*freiberger Präzisionsmechanik* DDR), utilizado durante la mediciones de los elementos de yacencia de las diferentes estructuras tectónicas documentadas en el campo.
- 2- Carta topográfica (5076-III-D) Santiago de Cuba cuenca, a escala (1:25 000). Utilizada para la orientación durante los trabajos de campo.
- 3- Mapa geológico digital de Cuba, escala (1: 100 000) (IGP, 2003).



- 4- Software para el procesamiento de datos de geología estructural (Win\_Tensor\_5-8-8, Stereo32, Tectonics FP, dips5.0 y Excel 10).

## **2.2 Metodología de la investigación**

El presente trabajo se desarrolló teniendo en cuenta la importancia de las fallas en el comportamiento geodinámico que describe cada región en particular. Por lo cual, para la elaboración del mismo, se partió de un diseño de investigación (Figura 10) que estuvo compuesto por tres etapas de trabajo:

Etapa preliminar: se realizó la búsqueda y el análisis de la información existente sobre este tema a nivel internacional y nacional. Además, se tuvieron en cuenta los trabajos precedentes desarrollados en la región que están vinculados con el tema estudiado; luego se elaboró el marco teórico de la investigación y después se realizó la selección del área de estudio. Posteriormente se determinaron las áreas donde se realizarían los trabajos de campo.

Etapa experimental: en esta etapa de trabajo se implementaron métodos morfométricos como el análisis del trazado de la red fluvial, el modelo digital del terreno, el mapa de pendientes y de disección vertical. Además, se llevó a cabo la ejecución de los trabajos de campo, en los que se realizaron dos recorridos geológicos, el primero en el sector Cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón y el segundo en el sector carretera Boniato-micropresa Chalón, donde se documentaron 7 puntos de afloramiento y se realizaron un total de 29 mediciones de planos de fallas con estrías de fallas (Anexo 1 y 2). Luego se realizó el procesamiento de los datos obtenidos en los recorridos geológicos.

Etapa gabinete: en esta última etapa se obtuvieron los diferentes mapas mediante los métodos morfométricos y los resultados del análisis de los métodos del diedro recto y del modelo de deslizamiento. Además se presentaron las conclusiones a las que se llegó.

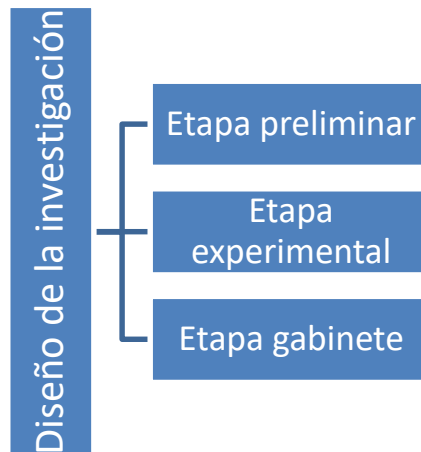


Figura 10. Diagrama de flujo de del diseño de investigación

### 2.3 Métodos aplicados

En la parte noroeste de la cuenca Santiago de Cuba se encuentra la falla Mar Verde-El Cristo, estructura esta que ha sido descrita por autores como Magaz *et al.* (1997) y Medina *et al.* (1999). El área que ocupa esta zona de falla presenta un conjunto de características geológicas y morfoestructurales que permiten determinar el comportamiento neotectónico que presenta esta falla. La geología en dicha zona está representada por la formación El Cobre, en la que afloran rocas volcanógenas y vulcanógenas sedimentarias, además de calizas blancas con estratificación fina.

La influencia de los movimientos tectónicos ha provocado un comportamiento frágil en esta región, que resulta evidente a partir de la deformación producida debido a los esfuerzos que se manifiestan en la zona de fallas. De ahí que exista un conjunto de características orográficas que son resultado de la dinámica de este territorio, tales como elevaciones con una distribución paralela y alineada, se observa la presencia de planos de fallas aflorando en la superficie. Los ríos que se encuentran en esta región presentan un notable control tectónico, lo que se evidencia en los tramos alineados y en el desplazamiento del cauce de estos. Por todas las razones antes mencionadas la presente investigación se propone determinar, a través de la implementación de métodos morfométricos y estructurales, las características neotectónicas que presenta esta estructura.

En principio, para la ejecución del trabajo se planteó la integración de un conjunto de métodos, con la finalidad de realizar la caracterización morfoestructural de la zona de falla estudiada. De este modo los métodos empleados se pueden dividir en análisis poblacional de fallas (métodos del diedro recto, modelo de deslizamiento) y morfométricos (trazado de la red fluvial, de pendiente y disección vertical)

### **2.3.1 Determinación de las estructuras tectónicas**

Para identificar, la falla se empleó un conjunto de métodos morfométricos que permiten identificar los principales criterios asociados a la falla Mar Verde-El Cristo. Estos métodos fueron: el análisis de trazado de la red fluvial, el modelo digital del terreno (MDT), el mapa de pendiente y la disección vertical del área estudiada. De este modo se pudieron definir he identificar diferentes criterios como los alineamientos y deformaciones asociados con zonas de perturbación tectónica. En consecuencia, se pudieron obtener los esquemas homólogos a través de herramientas del sistema de información geográfico (SIG), para poder definir la posible ubicación de las zonas de falla en el terreno (Tabla 1). Estos métodos facilitan la obtención de información, lo que los convierte en una herramienta de suma importancia para el desarrollo de las investigaciones geológicas. Todo esto guarda relación con su capacidad de abarcar grandes áreas y sin gran gasto económico.

**Tabla 1. Métodos morfométricos aplicados en la investigación**

Métodos morfométricos	Fórmulas asociadas o aplicación del método	Resultado
Análisis del trazado de la red fluvial	Para su confección, se parte del sistema de ríos y tributarios, representados en el mapa topográfico, tanto sus cauces permanentes como temporales; después se procede al trazado de todas las cárcavas y afluentes, que quedan inferidos por las curvas de nivel hasta llegar a los extremos más elevados de la red fluvial, tanto en su cabecera como en los márgenes de la cuenca (Rodríguez, 2000).	Mapa de red fluvial
Análisis del modelo digital del terreno (MDT)	Un MDT es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua, (ecuación 9). $z=f(x, y) \quad (9)$	Modelo digital del terreno
Análisis del mapa de pendiente	Consiste en la representación areal de la variación de los valores de pendiente de un sector de la superficie. Para la confección del mapa, se parte del criterio de que áreas con separación similar a las curvas de nivel presentan iguales valores de inclinación, por lo cual la primera tarea consiste en separar los sectores del mapa con comportamiento similar a estas curvas, determinando para cada sector los valores de pendiente que le corresponden en dependencia del espaciamiento entre curvas. Según Rodríguez (2000) se determina a través de la ecuación 10: $\text{Tan}\alpha = \Delta h/e \quad (10)$ donde: $\alpha$ : ángulo de pendiente; $\Delta h$ : desnivel o separación vertical entre curvas; $e$ : espaciamiento horizontal entre curvas.	Mapa de pendientes
Disección vertical	Es un parámetro morfométrico que representa la amplitud del relieve (altura relativa) por unidad de área y se expresa en $m/km^2$ (Mora & Vahrson, 1993 en Priego <i>et al.</i> , 2008). Sirve principalmente para definir algunos tipos de relieve (montañas, planicies acolinadas, etc.) y ofrece datos sobre la energía del relieve. Se determina a través de la ecuación 11: $Dv = H_{\max} - H_{\min}/A \quad (11)$ donde $Dv$ : disección vertical; $H_{\max}$ : altura máxima en metros; $H_{\min}$ : altura mínima en metros; $A$ : área en kilómetros cuadrados ( $km^2$ )	Mapa de disección vertical

### 2.3.2. Método del diedro recto

Los métodos del diedro recto y el modelo de deslizamiento forman parte del análisis poblacional de fallas, el cual consiste en estudiar estas estructuras desde un punto de vista estadístico, para lo cual se miden los parámetros de cada falla, entre los que se encuentran la orientación del plano de falla y las estrías de deslizamiento (De Vicente et al., 1992).

De Vicente *et al.* (1992) hacen referencia a que uno de los métodos que más aceptación ha tenido es de los diedros rectos. Quizás debido a que constituye una forma muy visual de representar los distintos tipos de esfuerzos y deformaciones que se relacionan con los distintos tipos de fallas

Herraiz *et al.* (1998) plantean que el método del diedro recto “fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido y aplicado mediante ordenador por Angelier & Mechler (1977), y es aplicable de forma directa, tanto a fallas, como a mecanismos focales de terremotos. Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría” (Figuras 11 y 12). Hay que tener en cuenta que el plano de falla es una discontinuidad real en la roca, mientras que el plano auxiliar solo existe para la elaboración de la construcción geométrica del método.

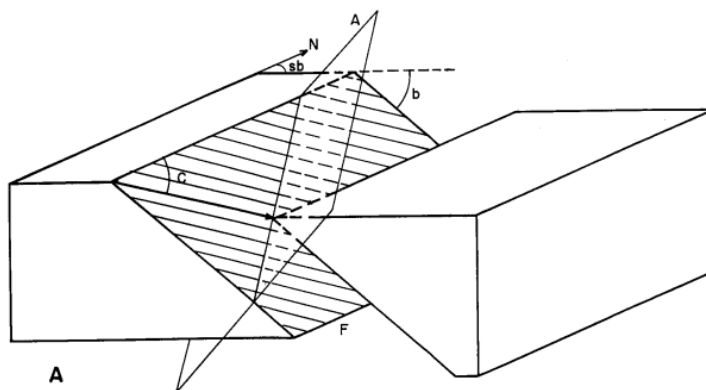


Figura 11. Esquema de diedros rectos en una falla en bloque diagrama. En donde A) plano auxiliar, b) ángulo de buzamiento, c) ángulo de las estrías de fallas, F) plano de falla. (De Vicente et al. 1992).

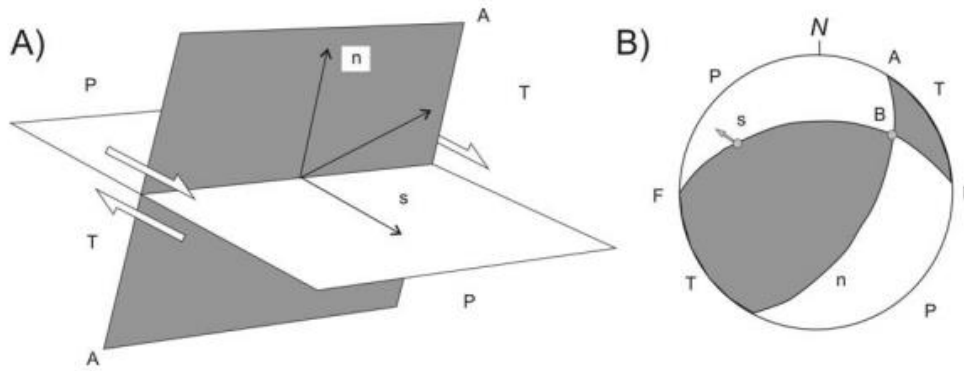
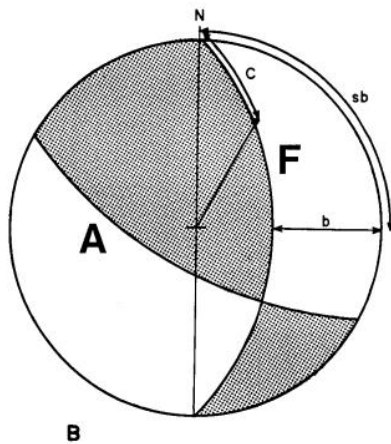


Figura 12. Diedros rectos y mecanismo de una falla. A) en perspectiva y B) en proyección estereográfica (semiesfera inferior). Donde: F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; S, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo (De Vicente *et al.* 1992).

De este modo quedan definidos, los dos diedros rectos opuestos (en extensión T y en compresión P), lo que permite a la vez una interpretación rápida del comportamiento de las tensiones que se producen sobre cada plano de falla (Figuras 13 y 14).



**Figura 13.** F: plano de falla, A: plano auxiliar perpendicular a F y a las estrías, sb: buzamiento de la falla, c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla (De Vicente *et al.*, 1992).

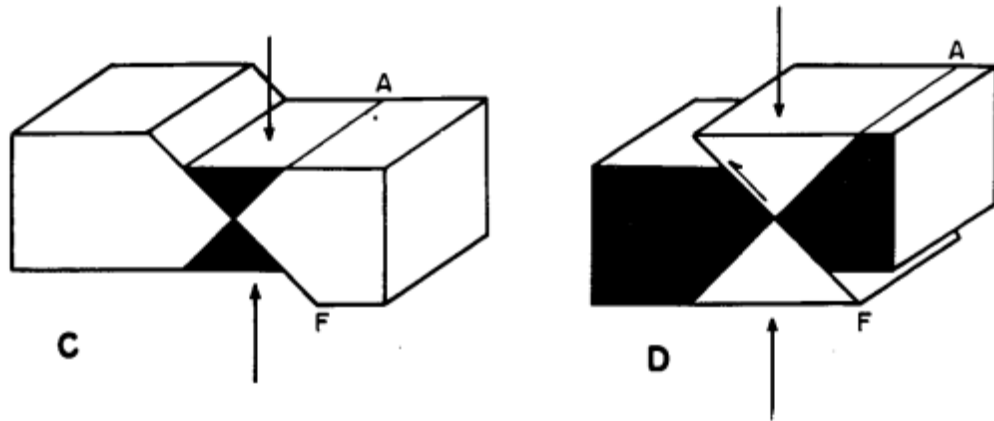


Figura 14. C) diedros rectos de una falla normal (negro: compresión, blanco: extensión). D) diedros rectos de una falla inversa (De Vicente *et al.* 1992) .

De ahí que los autores citados con anterioridad planteen que este tipo de representación puede obtenerse bien, mediante el campo de los parámetros antes mencionados o a través de datos de fallas que produzcan terremotos de una cierta intensidad. De este modo se tiene en cuenta el análisis de las ondas sísmicas que se generan y que pudieran permitir determinar las características del tensor de esfuerzo que se presenta para estas estructuras. Cada tipo de falla, activa o no, tiene un mecanismo característico, lo que está relacionado con el tipo de movimiento que describen y los esfuerzos que actúan sobre ella (Figura 15).

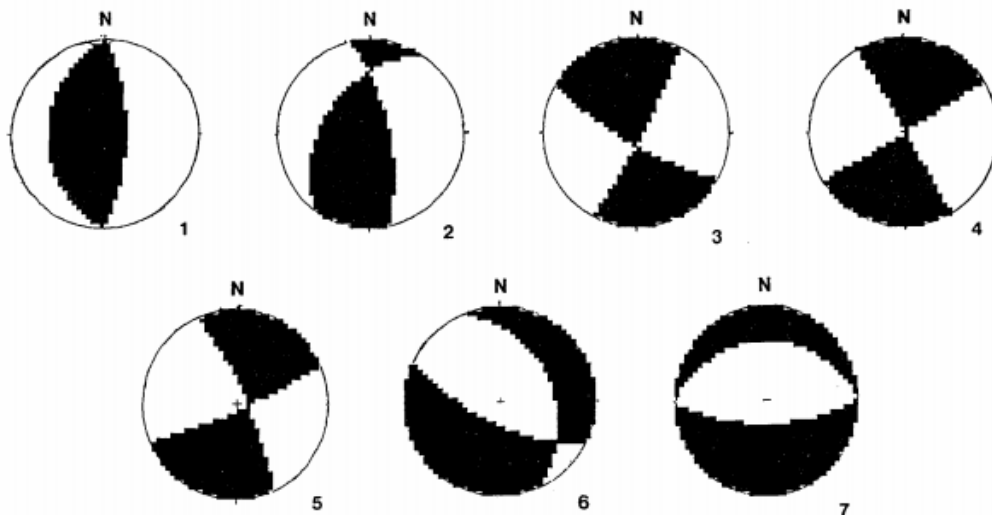


Figura 15. Distintos tipos de mecanismos para diferentes tipos de fallas (sombreado: compresión, blanco: extensión). 1- Falla normal, 2 - Falla normal-direccional, 3- Falla direccional-normal, 4- Desgarre, 5- Falla direccional inversa, 6- Fallas inverso direccional, 7- Falla inversa (De Vicente *et al.*, 1992).

Dado que el eje se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y  $\sigma_3$  en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo deben estar incluidos en el mismo diedro para todos los mecanismos focales correspondientes a las fallas (Figuras 15 y 16). Este principio es fácil de aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica (Herraiz *et al.*, 1998). Ello permite, a partir de diferentes planos de fallas, hacer un análisis estadístico del comportamiento de los esfuerzos que actúan sobre una zona de falla.

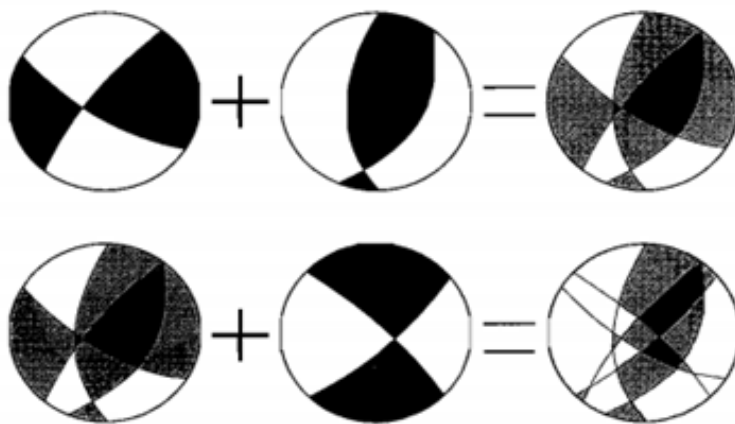


Figura 16. Procedimiento gráfico del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para dos fallas. En oscuro compresión, en claro extensión.

Según Muñoz & De Vicente (2006), resulta fácilmente demostrable que los ejes de esfuerzos principales máximo ( $\sigma_1$ ) y mínimo ( $\sigma_3$ ) no pueden disponerse en cualquier parte del espacio. De este modo se demuestra que  $\sigma_1$  debe situarse en el diedro en compresión y  $\sigma_3$  en el diedro en extensión (véase arriba Figura 12). Por el contrario, no hay constricciones geométricas sobre la orientación del eje  $\sigma_2$ .

Dado que el eje  $\sigma_1$  se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y  $\sigma_3$  en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo deben estar incluidos en el mismo diedro para todos los mecanismos focales correspondientes a las fallas. Este principio es fácil de aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica.



No obstante, cuando las fallas son muy numerosas, suele suceder que no quede ningún área residual (100% de compatibilidad) en el diagrama final, debido a diversos factores (errores en la determinación de los sentidos de movimiento, presencia de fallas relacionadas con otro régimen de esfuerzos, dispersión natural de los deslizamientos, errores de las medidas angulares, etc.). Para solucionar este problema basta con aplicar un simple criterio numérico de porcentajes, dividiendo la falsilla estereográfica en una serie de intervalos discretos que tendrán un porcentaje de compatibilidad con el carácter de compresión y/o extensión (Muñoz & De Vicente, 2006).

De este modo Herraiz *et al.*, (1998) resaltan que los ejes de compresión y extensión medios obtenidos tienen escaso valor cuando los dominios de P y T son grandes. Esto es así debido a que  $\delta_1$  y  $\delta_3$  no tienen por qué ocupar las zonas centrales de los dominios, sino que pueden ocupar cualquier parte del cuadrante. En este sentido, las proyecciones de los ejes P y T, situados en la bisectriz de los diedros como aproximación al cálculo de la solución, solo tienen un valor aproximado, por lo cual la precisión de los resultados es claramente dependiente de las orientaciones geométricas de las fallas y de las estrías: cuanto más diversificadas sean las orientaciones, más ajustadas serán las zonas compatibles en compresión y tensión. Para esto resulta muy conveniente obtener datos no solo de fallas con cabeceos puros (90 ó 0°), sino también de fallas oblicuas. Por lo tanto las ventajas fundamentales de este método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones de las zonas de máxima compresión y extensión, así como su aplicación simultánea al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos y de fallas (Herraiz *et al.*, 1998).

### **2.3.3. Modelo de deslizamiento**

Otro de los métodos de análisis poblacional de falla empleado en este trabajo es el modelo de deslizamiento (Reches 1983; De Vicente, 1988). Este intenta explicar el hecho en condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto natural como experimentales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación ( $e_i$ ). Este modelo se basa en el criterio de fracturación de Navier–Coulomb, e incluye como

caso particular el modelo de fracturación de Anderson con simetría de los planos de fallas de tipo monoclinico.

Es válido aclarar que cuando se presentan los posibles valores de cabeceo y buzamiento de una falla, se determinan cuatros campos de la misma, con la relación C/B que definen tipos de falla diferentes. En este diagrama C/B (Figura 17), las áreas 1 y 3 representan fallas con el mayor ángulo en la dirección del movimiento (cabeceos bajo con buzamiento altos) mientras que las zonas 2 y 4 lo son de extensión según  $e_z$  (fallas inversas) y corresponden a un elipsoide de deformación.

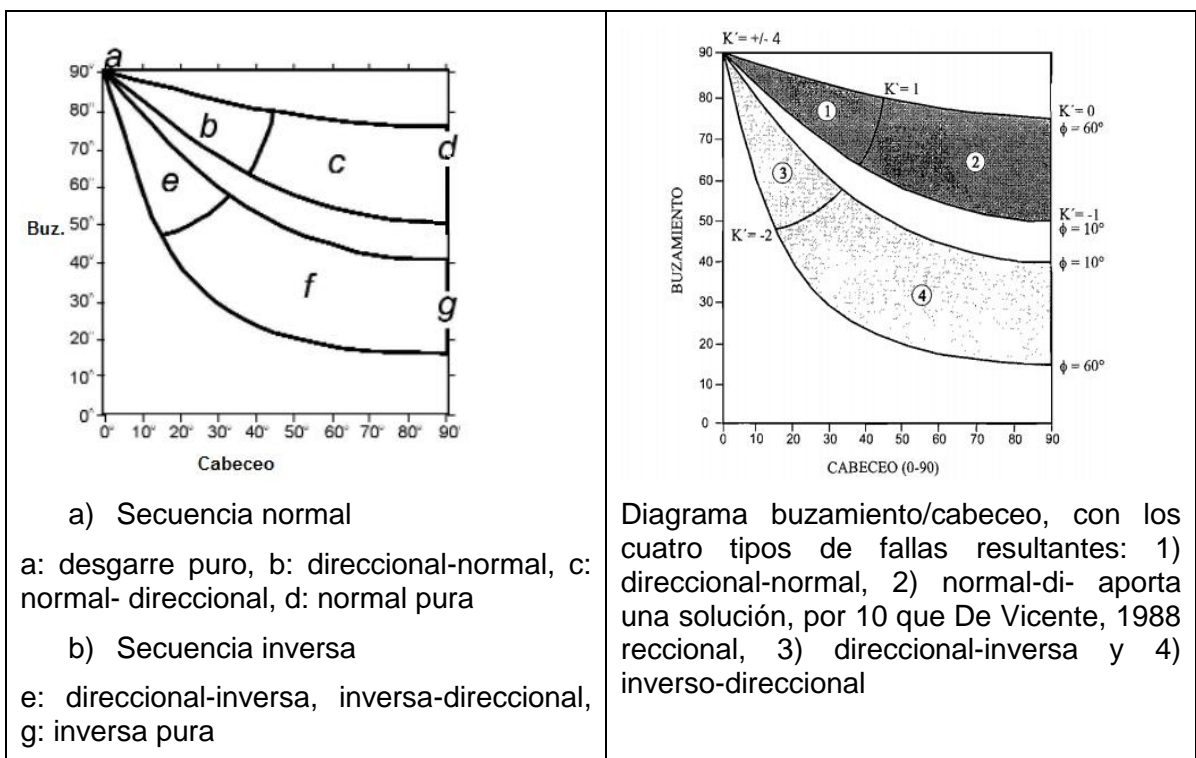


Figura 17. Gráfico de deslizamiento propuesto por De Vicente (1988).

Arcila et al. (2002) asumen que, en el caso del modelo de deslizamiento, la deformación triaxial, como modo más general, las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil. El modelo de deslizamiento es válido para un comportamiento isótropo del macizo rocoso o fallas de neoformación.

Según De Vicente (1988) las condiciones que han de cumplirse para que sea aplicable el modelo, son:

- a) El terreno ha de tener un número elevado de discontinuidades dispuestas aleatoriamente con anterioridad a la deformación, o bien ser fallas de neoformación.
- b) La deformación se resuelve por deslizamiento sobre unos pocos planos de fallas, que son los que requieren una disipación mínima de energía para mantener el deslizamiento.
- c) La deformación es homogénea (existe un número suficientemente elevado de fallas de cada conjunto).
- d) La resistencia al deslizamiento en los planos de fallas sigue la ley de Navier-Coulomb, es decir hay una resistencia cohesiva y friccional.
- e) Los ejes principales de esfuerzo y de deformación son paralelos, y la distribución de los esfuerzos es homogénea.

De ahí que Arcila *et al.* (2002) asuma que este modelo relaciona la deformación ( $K'$ ) y el ángulo de rozamiento interno  $\phi$  con los cosenos directos de las estrías de fricción y las normales a los planos de fallas. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro (ecuación 1):

$$K = \frac{e_y}{e_z} \quad (1)$$

Donde

$e_z$  es el eje de deformación vertical,

$e_y$  el eje de máximo acortamiento horizontal.

De Vicente (1988) propone una metodología que facilita el uso del modelo de deslizamiento, estableciendo una serie de ecuaciones que relacionan a  $K'$  y a  $\phi$  con los valores angulares de las fallas medibles en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, hecho que resulta ser muy común (ecuación 2).

Para los elipsoides de tipo direccional ( $e_y$  de carácter contrario, compresivo o extensivo) las ecuaciones son (ecuación 3):

$$P = \sin^2 B * \cos^2 C \quad (2)$$

$$\phi = \arcsin \left[ \frac{(2\sin^2 B - P - 1)}{\sqrt{(1-P)}} \right] \quad (3)$$

Siendo  $\phi$  el ángulo de rozamiento interno en el momento del movimiento.

Si se obtiene que  $\phi > 0$ , entonces e (eje principal vertical de la deformación) tiene carácter de acortamiento (fallas normales).

Si  $\phi < 0$  la falla es inversa, en cuyo caso se toma el valor  $|\phi|$ . El resto de las ecuaciones que se deben aplicar son distintas para las fallas normales (ecuaciones 4 y 5) e inversas (ecuaciones 6 y 7).

- Fallas normales:

$$K = \frac{P}{(1-P)} \quad (4)$$

$$S = 2 \arcsin \sqrt{\frac{K'}{\tan^2 B}} \quad (5)$$

Siendo S el ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamiento contrario.

La dirección del máximo acortamiento horizontal (Dey) se obtiene a partir de la dirección de la falla (D), según las siguientes ecuaciones:

$$Dey = D \pm \left( 90 - \frac{S}{2} \right) \quad (6)$$

- Fallas inversas:

$$S = 2 \arcsin \left( \frac{K'+1}{-\tan^2 B} \right) \quad (7)$$

Utilizando estas expresiones, se obtiene para cada falla la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento ( $\phi$ ) y otro del parámetro  $K'$ , que permite conocer la forma del elipsoide de deformación (Figura 18).

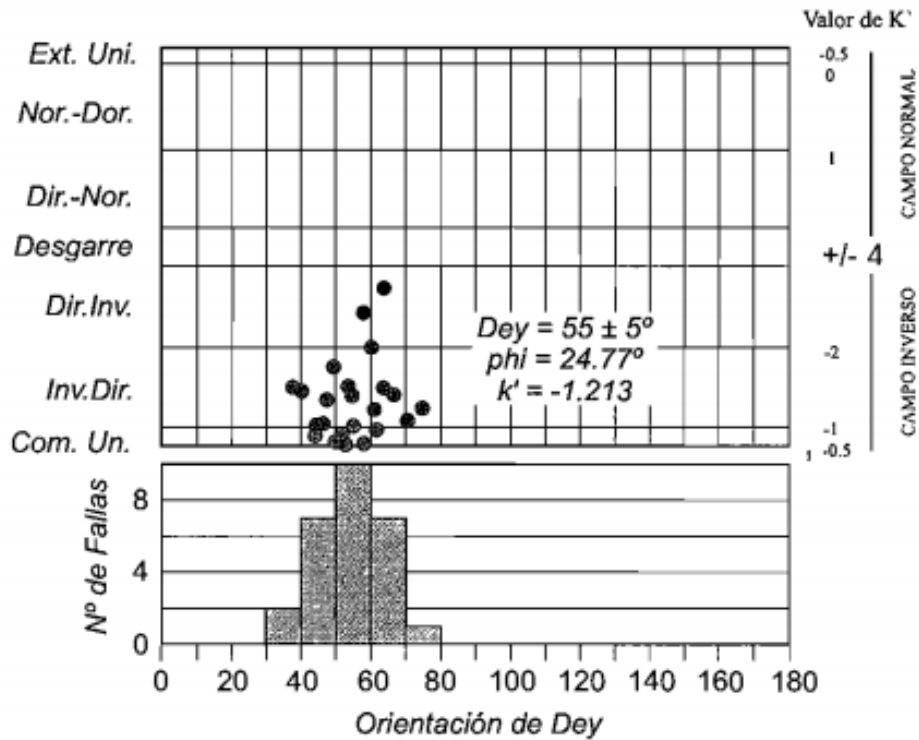


Figura 18. Diagrama  $Ey/K'$  e histograma de direcciones de compresión (Dey) para una población de fallas. Tomado de Herraiz (1998).

De este modo De Vicente (1988) plantea que cada falla aporta una solución, por lo que propone el empleo del diagrama  $Ey/K'$ , que enfrenta los posibles valores de  $K'$  (tipos de elipsoides) con la dirección máxima del acortamiento horizontal (Dey). Este tipo de diagrama, junto a las rosas de direcciones de Dey, resulta muy útil a la hora de separar grupos de fallas que se acomodan a una misma dirección de acortamiento horizontal (Tabla 2).

**Tabla 2 Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' (relación de la deformación) asociados, Arcila *et al.* (2002).**

Secuencia normal	$K' = +\infty$	Deformación por cizalla pura	$(e_z=0; -e_x=e_y)$	Desgarres (deformación plana) (C = 0)
	$+\infty > K' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	$(-e_x > e_y > e_z)$	Desgarres normales
	$K'$		$(-e_x > e_y = e_z)$	
	$1 > K' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla	$(-e_x > e_z > e_y)$	Fallas normales direccionales (C $\neq$ 0, $\neq$ 90)
	$K' = 0$	(deformación plana)	$(-e_x = e_z; e_y = 0)$	
	$0 > K' > 0,5$	Deformación extensiva radial	$(e_z > -e_x > -e_y)$	Falla normal
	$K' = 0,5$	Deformación extensiva radial pura	$(e_z > -e_x = -e_y)$	Falla normal (C = 90)
secuencia inversa	$K' = 0,5$	Deformación compresiva radial pura	$(-e_z > e_x = e_y)$	
	$-1 > K' > 0,5$	Deformación compresiva radial	$(-e_z > e_y > e_x)$	Falla inversa (C = 90)
	$K' = -1$	(Deformación plana)	$(e_z = e_y; -e_x = 0)$	
	$-2 > K' > -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	$(e_y > -e_z > -e_x)$	Falla inverso direccionales (C $\neq$ 0, $\neq$ 90)
	$K' = -2$		$(e_y > -e_z = -e_x)$	
	$-\infty > K' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	$(e_y > -e_x > -e_z)$	desgarres inversos
	$K' = -\infty$	Deformación por cizalla pura	$(e_y = -e_x; e_z = 0)$	desgarres (C = 0)

Es necesario tener en cuenta lo planteado por Muñoz & De Vicente (2010) cuando refieren que si una falla medida en campo con una clara determinación de su sentido de movimiento no se ajusta al modelo (ej. una falla inversa con un buzamiento de 60° y un cabeceo de 80°), se puede entonces concluir que esta ha sido reactivada (Figura 19). Debe tenerse en cuenta que el modelo de deslizamiento considera la fricción interna y no el deslizamiento (aunque coincida con el nombre) y solo es válido para fallas neoformadas.

Sin embargo, desde las simetrías del modelo se deduce que el equivalente mecánico de una falla reactivada resulta ser la falla neoformada que coincide con su plano nodal. Es decir, los valores de Dey,  $\phi$  y  $K'$  son los mismos para los dos planos nodales. Con esto, se puede determinar de forma directa qué fallas son neoformadas/reactivadas en las poblaciones medidas y comparar los resultados que pueden también obtenerse con el círculo de Mohr.

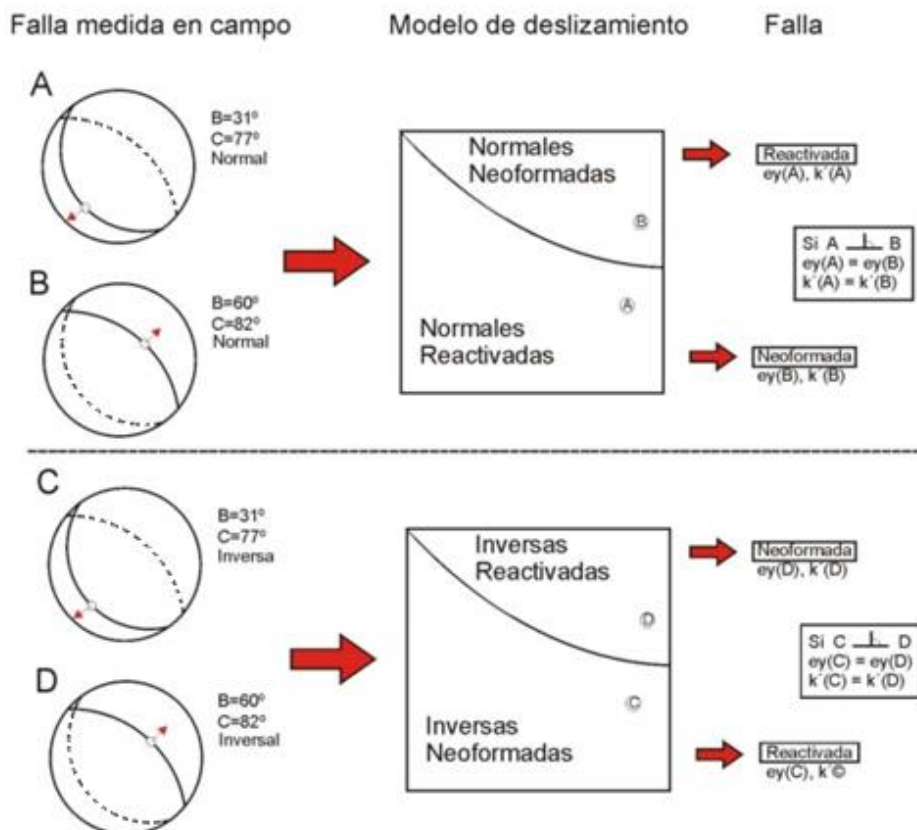


Figura 19. Aplicación del modelo de deslizamiento para deducir si una falla medida en campo con una clara determinación de su sentido de movimiento es reactivada o neoformada. A, B, falla normal, C, D, inversa. En trazo continuo es el plano de falla y el discontinuo es el plano auxiliar cuyo polo es la estría (flecha roja). A y C, reactivadas. B y D, neoformadas. Nótese que como ambos pares de planos son perpendiculares, el modelo de deslizamiento proporciona la misma Dey y la misma  $k'$  (para A y B, y para C y D). (Muñoz y De Vicente, 2010)

### 2.3.4 Análisis mecánico de las fallas (Diagrama de Mohr)

Según Gumiel *et al.* (2006), el análisis mecánico de las fallas se realiza asumiendo que para las condiciones frágiles de la corteza superior el criterio de rotura más utilizado es el de Navier -Coulomb (ecuación 8).

$$\tau = C + \mu\delta_n \quad (8)$$

Donde

$\tau$  - Es el esfuerzo crítico de cizalla sobre el plano de falla,

$c$  - Es la cohesión,

$\mu$ - Es el coeficiente de rozamiento interno ( $\mu = \tan f$ ), siendo  $f$  = el ángulo de rozamiento interno del material,

$\delta_n$  - La componente normal del esfuerzo sobre dicho plano.

Según Gumiel *et al.* (2006), este criterio ha sido utilizado por muchos autores para contrastar la compatibilidad mecánica de las soluciones obtenidas con métodos de análisis poblacional de fallas. De ahí que los valores de cohesión y fricción en la corteza superior parecen bastante independientes de la litología. Este parámetro se puede ajustar linealmente con respecto a la profundidad, en un rango de esfuerzos comprendido entre 3 MPa y 1.7 GPa.

A partir de ensayos triaxiales en rocas intactas, se ha comprobado que los sistemas de fallas neoformadas son algo más complejos, y se disponen según cuatro familias de fallas que siguen dos direcciones, bien perpendiculares u oblicuas, con buzamientos contrarios (simetría ortorrómbica).

El criterio mecánico de neoformación/reactivación de una falla se puede analizar, para una población determinada de fallas, en el diagrama de Mohr (Gumiel, 2006). En general, los trabajos que hacen referencia al carácter de neoformación/reactivación de una población de fallas, desde el punto de vista de la inversión de esfuerzos (Angelier, 1989, 1994), restringen este análisis a considerar como fallas neoformadas a las conjugadas que se sitúan en la parte superior izquierda, cerca de la envolvente externa del círculo de Mohr (punto X de



las Figura 20), y como fallas reactivadas las que ocupan principalmente el área interior del círculo de Mohr.

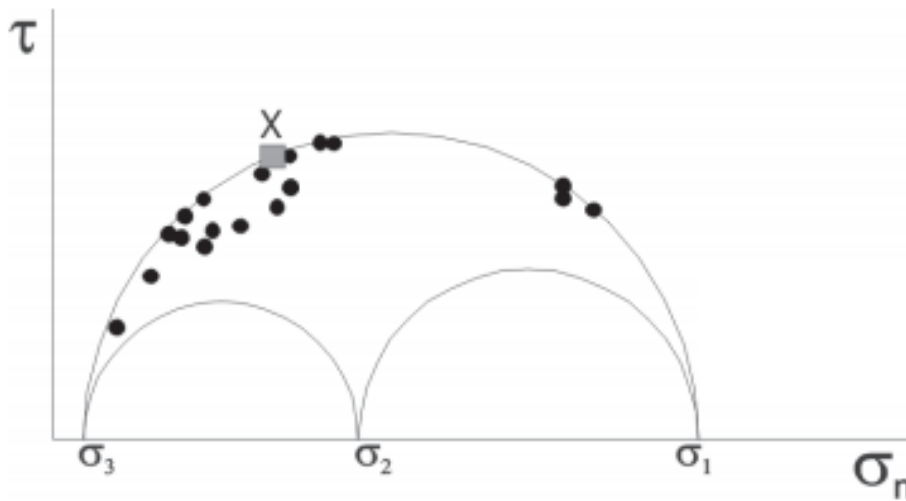


Figura 20. Ejemplo de Diagrama de Mohr. Donde  $\sigma_n$  componente normal del esfuerzo y  $\tau$  es el esfuerzo crítico de cizalla Tomado de Gumiel *et al.* (2006).

Para analizar las relaciones de las fallas neoformadas y/o reactivadas en el círculo de Mohr se han representado los parámetros mecánicos y los planos de fallas que predice el modelo de deslizamiento, para el caso de elipsoides triaxiales.

## 2.4 Conclusiones parciales

- La aplicación de los métodos integrados morfométricos y estructurales, permite caracterizar el comportamiento neotectónico de las fallas.
- Los análisis morfométricos son estudios que facilitan y ofrecen información, lo que los convierte en una herramienta de suma importancia para el desarrollo de las investigaciones geológicas, dado que abarcan grandes áreas y que además no representan grandes gastos económicos.
- La implementación de los métodos de análisis poblacional de fallas permite determinar las principales características que presentan estas estructuras tectónicas.

### Capítulo 3. Análisis de las características morfoestructurales de la falla Mar Verde-El Cristo.

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir de la puesta en práctica del análisis morfométrico y estructural de un tramo de la falla Mar Verde-El Cristo, donde se analizan criterios como los alineamientos de la red fluvial y deformaciones del terreno que permiten identificar las fallas que existen en la zona de estudio. Además, se realiza el procesamiento de los datos estructurales que fueron determinados durante los trabajos de campo realizados, lo que permitió obtener las características que presentan los esfuerzos que están actuando sobre esta estructura y determinar el valor del tensor de esfuerzo activo para la falla objeto de estudio.

Por otra parte, este trabajo investigativo depende en su parte fundamental de los datos que se obtienen en los trabajos de campo. De ahí que con el fin de facilitar la adquisición de la información en el terreno, el área de estudio se dividió en dos sectores: 1 sector Cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón y 2 sector Carretera de Boniato-micropresa Chalón (Figura 21).

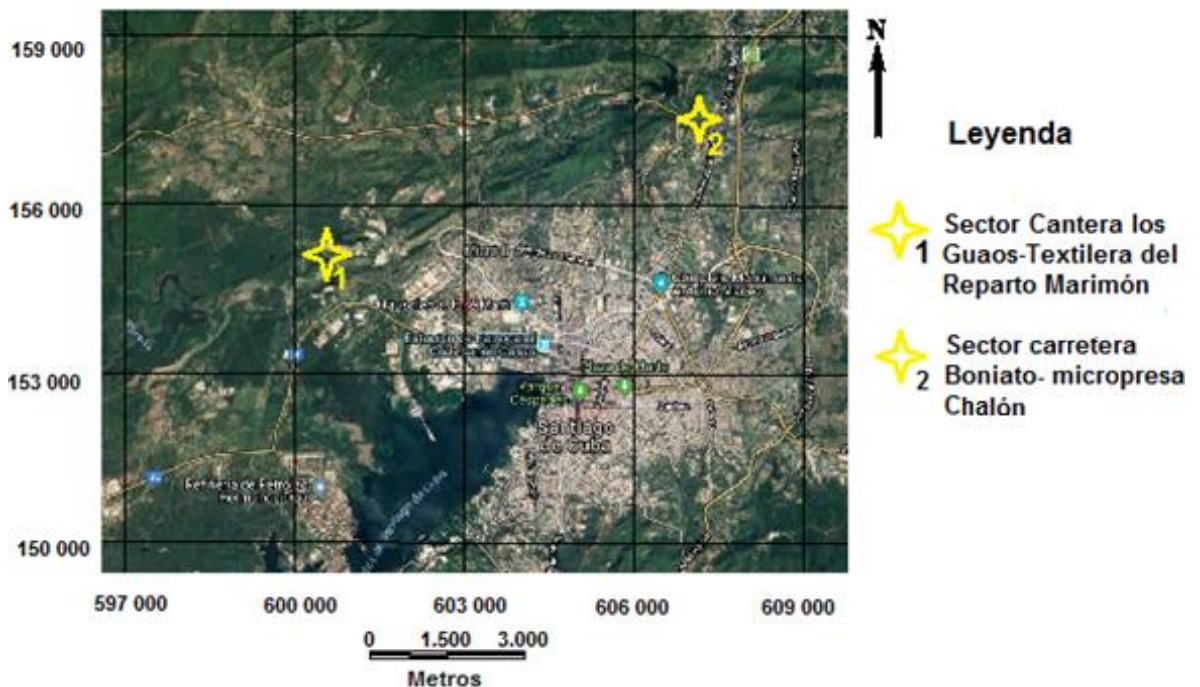


Figura 21. Sectores de estudio en la Falla Mar Verde-El Cristo. Fuente: el autor.

### **3.1 Análisis morfométrico**

Se realizó el análisis morfométrico al sector objeto de estudio a partir de los mapas del trazado de la red fluvial, el modelo digital del relieve, el mapa de pendiente y la disección vertical. Se puede afirmar que la implementación de estos métodos es de mucha importancia, dado que a través de estos podemos identificar y definir las zonas de fallas.

#### **3.1.1 Análisis del trazado de la red fluvial**

Mediante la interpretación del trazado de la red fluvial, se pudo concluir que la distribución espacial de la red de drenaje de la región estudiada se define como paralela, subparalela, dendrítica y enrejada. Los ríos disponen su curso principalmente con orientación norte-sur, noroeste, noreste. Además, se pueden apreciar algunos tramos rectos y alineados, así como cambios bruscos en el trazado de los cauces fluviales principales, lo que está relacionado directamente con la presencia de control tectónico en el drenaje (Figura 22).

En correspondencia con los ríos que atraviesan la región de estudio, se puede afirmar que el control tectónico que estos presentan está relacionado con el movimiento que manifiesta la falla, lo que provoca alineamientos de los cauces de los ríos.

Del mismo modo, la mayoría de los desplazamientos que presentan los cauces de los ríos tienen una dirección noreste, aunque existen algunos que presentan desplazamientos al suroeste. Es posible que la causa de este comportamiento esté en correspondencia con lo planteado por Arango (1996) y Medina *et al.* (1999) cuando afirman que la cuenca de Santiago de Cuba se trata de una cuenca de *pull apart* pequeña. Este hecho puede estar relacionado con las variaciones en las direcciones, además del desplazamiento y alineación que se evidencia en algunos de los meandros de la red fluvial.

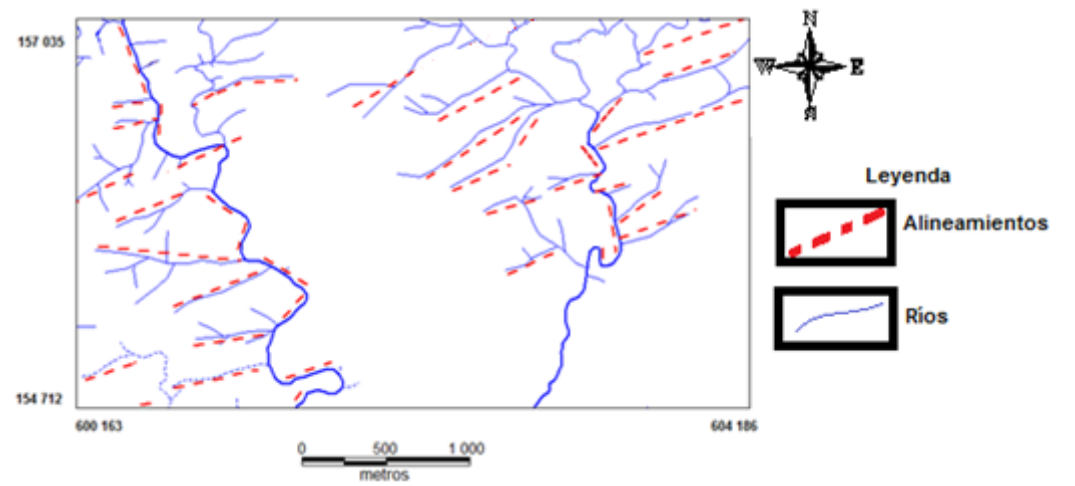
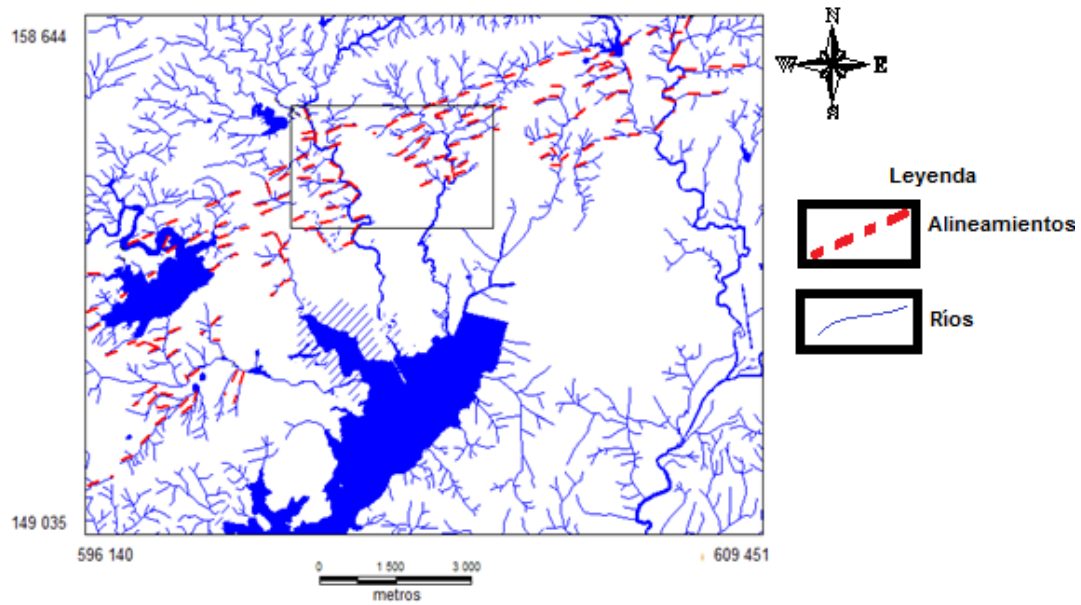


Figura 22. Mapa de red fluvial del área de estudio. Fuente: el autor.

### 3.1.2 Análisis del modelo digital del terreno

A partir del análisis del modelo digital del terreno (MDT) (Figura 23) y teniendo en cuenta lo planteado por Moreno *et al.* (2018), se pueden distinguir dos categorías básicas del relieve para esta zona: premontañas y llanuras pequeñas. Las primeras se localizan en los extremos norte y sur del área estudiada, además estas elevaciones presentan un rumbo NE-SW, mientras que las llanuras se encuentran en la parte más meridional donde los valores de la altura suelen estar cercanos a 0,0 m, nmm (nivel medio del mar). Por otra parte, en cuanto a los valores de las alturas de esta región, se puede afirmar que la zona se caracteriza por presentar un conjunto de elevaciones que no superan los 400 m.

A través del análisis de las características del terreno, es posible apreciar que la acción de los esfuerzos tectónicos ha provocado variaciones en el relieve, de ahí que exista un grupo de elevaciones alineadas o deformadas, siendo muy notables los alineamientos que se encuentran en la parte noroeste de la bahía de Santiago.

A partir del modelo digital del terreno de este territorio, se logró comprobar que la zona presenta un conjunto de elevaciones donde son apreciables los desplazamientos y alineamientos de las formas del relieve. Lo anterior se manifiesta en un conjunto de elevaciones paralelas entre sí. Esto guarda relación con los procesos de reactivación y formación de sistemas de fallas conjugadas.

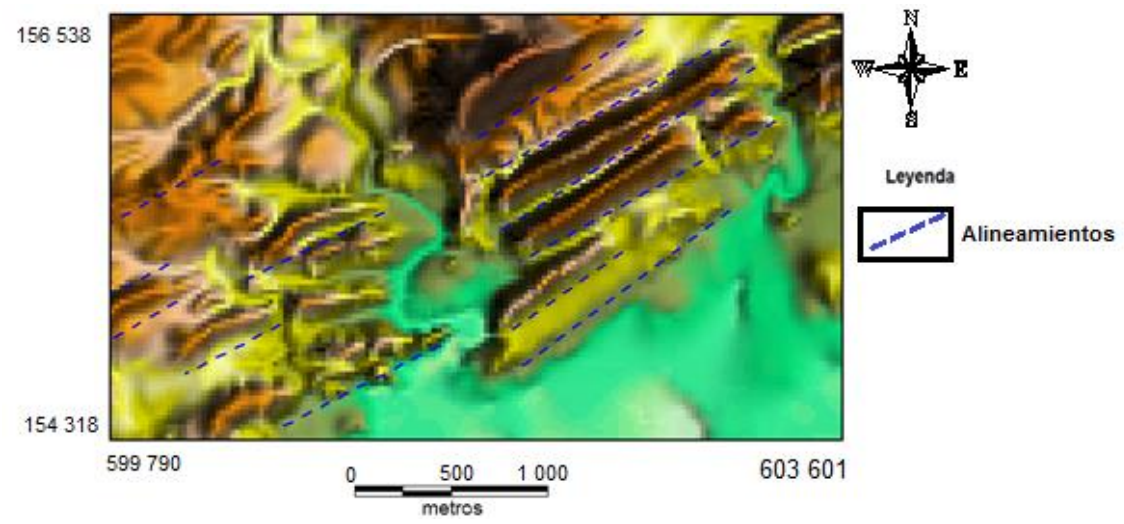
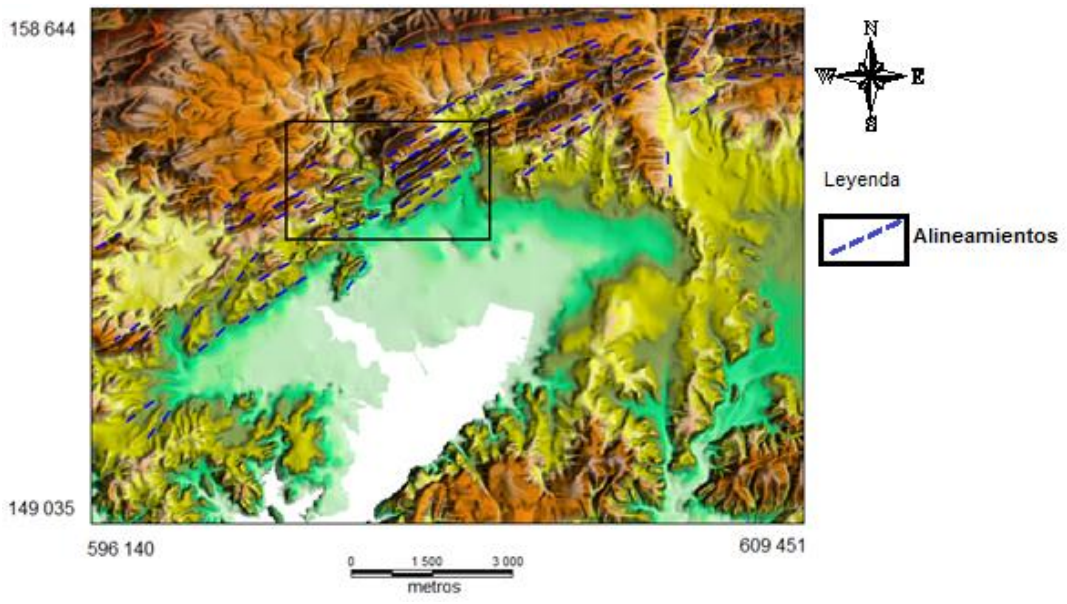


Figura 23. Modelo digital del terreno (MDT) de la zona de estudio. Fuente: el autor.

### **3.1.3 Análisis del mapa de pendientes**

En el mapa de pendientes se muestra la variación de este parámetro para el sector estudiado (Figura 24), donde según lo planteado por Van Zuidam (1986) los valores de las inclinaciones se encuentran en el orden de pendientes bajas ( $0^{\circ}$ - $8^{\circ}$ ) que se encuentran ubicadas en la parte meridional del área de estudio y pendientes fuertes ( $16^{\circ}$ - $35^{\circ}$ ) localizadas en la región noroeste y sur. Como resultado de este análisis se pudo obtener que en la parte noroeste del área estudiada es notable la presencia de contactos bruscos entre zonas de pendientes altas con las de bajo ángulo, encontrándose algunos sectores alineados donde existe contacto entre pendientes bajas, en el orden de los  $2^{\circ}$  y pendientes fuertes con valores de alrededor de  $35^{\circ}$ , siendo este un criterio de falla recurrente. Los cambios bruscos en la morfología del terreno permiten definir con gran claridad la trayectoria que presenta la falla Mar Verde-El Cristo.

Además hay que mencionar que las superficies que presentan una inclinación media entre los  $5^{\circ}$  y  $15^{\circ}$  están asociadas fundamentalmente a las cimas de pequeñas elevaciones, a varias zonas de divisorias de las aguas y a valles de los cursos fluviales.

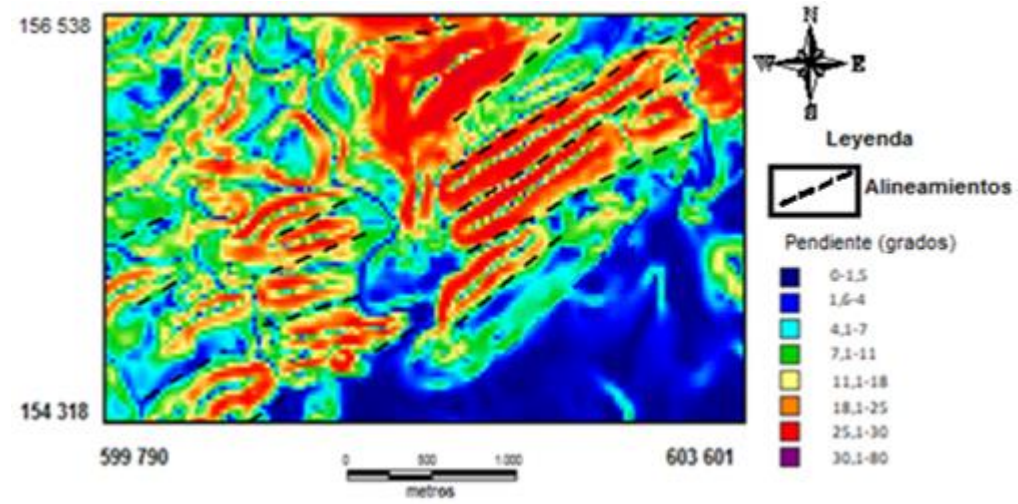
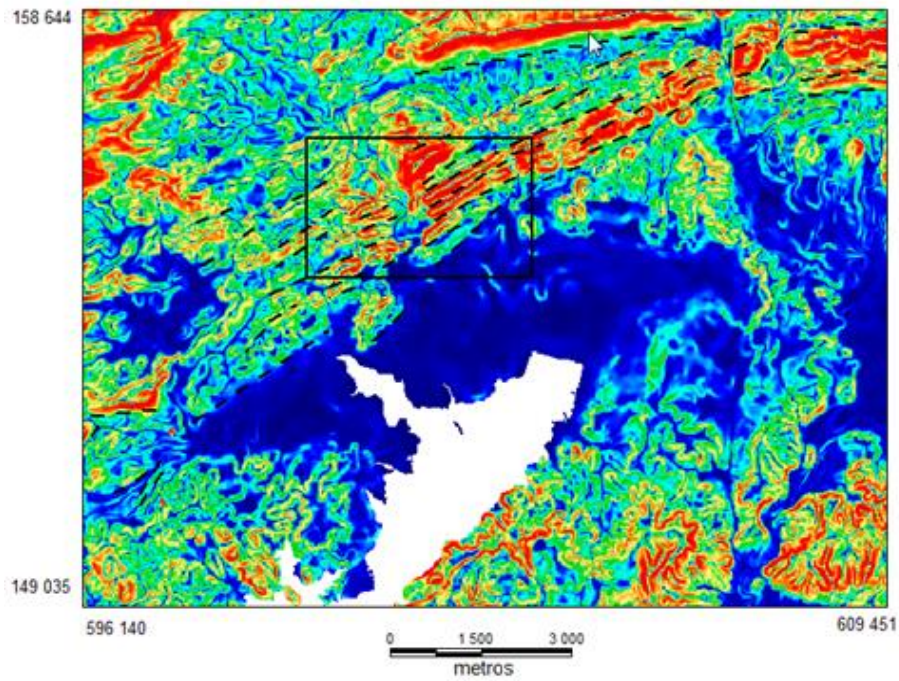


Figura 24. Mapas de pendientes de la zona de estudio. Fuente: el autor.



### 3.1.4 Análisis de la disección vertical

El mapa de disección vertical se realizó a partir de las curvas extraídas del modelo digital del terreno, para lo cual se escogieron intervalos entre las curvas de nivel en el orden de los 10 m. Los resultados permitieron determinar la variación que presenta el relieve, de ahí que, según lo planteado por Priego *et al.* (2008) y teniendo en cuenta que los valores más altos de la disección vertical se encuentran en la parte sureste con 321-340 m/km<sup>2</sup> y noroeste con 281-291m/km<sup>2</sup>. El relieve se puede clasificar como compuesto por montañas medianamente diseccionadas (Figura 25). Según Priego *et al.*, (2008) el potencial para los procesos de denudación indica eventos tectónicos de mayor o menor envergadura, por lo que puede afirmarse que el área de estudio se caracteriza por la presencia de movimientos neotectónicos debido al contacto que existe entre zonas con valores altos y bajos de la disección vertical.

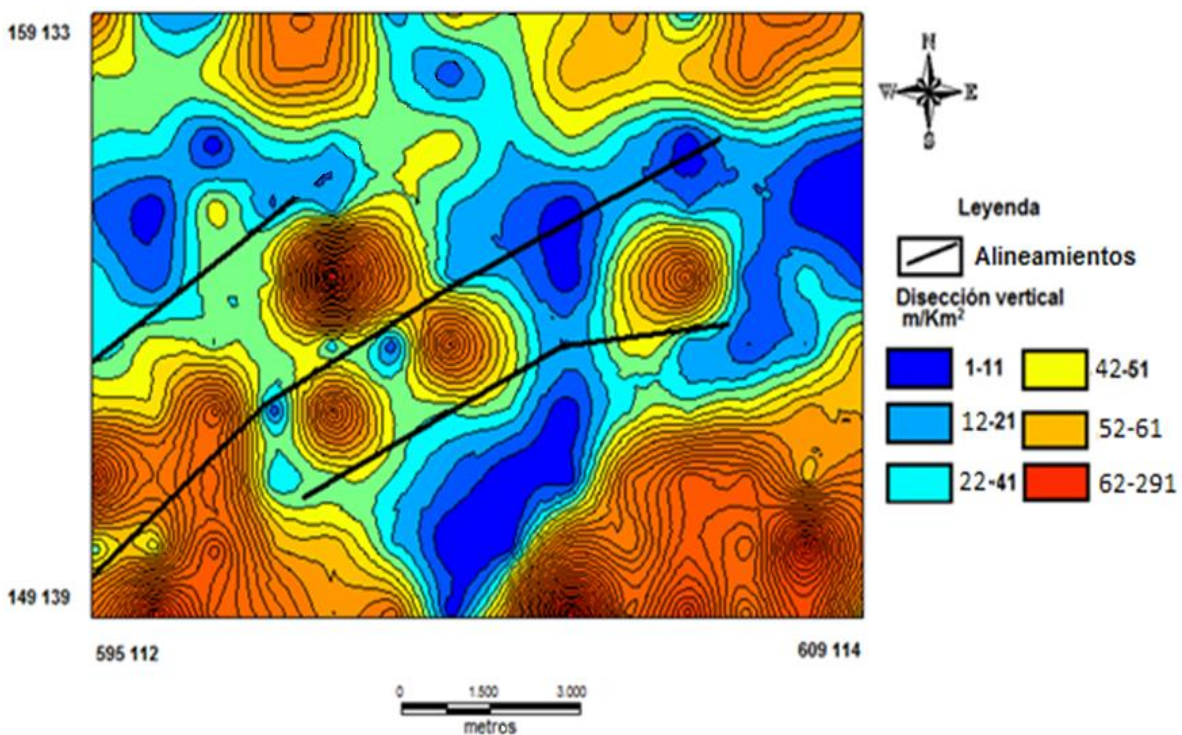


Figura 25. Esquema de la disección vertical. Fuente: el autor.

En su conjunto, la interpretación de los mapas morfométricos, tales como zonas con valores de pendientes altas que están en contacto con otras de pendientes suaves, tramos rectos de los ríos, alineación de la red fluvial, desplazamiento del

cauce y alineación de las elevaciones, permitió confirmar la existencia de estructuras de fallas asociadas a la falla Mar Verde-El Cristo. Ello permitió realizar la superposición gráfica de las alineaciones que presenta el terreno, las cuales fueron determinadas por cada uno de los métodos empleados, lo que permitió a su vez confeccionar el esquema de falla para la zona estudiada, quedando cartografiadas aquellas estructuras que sobre la base de la suma de criterios resultan de importancia dentro del área de estudio.

Lo anteriormente planteado permitió definir las zonas donde los planos de fallas pueden tener una expresión en el terreno. De ahí que los resultados de los métodos morfométricos fueran utilizados como una herramienta para discriminar áreas y dirigir el trabajo de campo hacia las zonas donde se pudieran apreciar las estructuras de falla en la superficie.

### **3.2 Análisis estructural**

Con el objetivo de identificar y esclarecer las particularidades y características que presenta la falla Mar Verde-El Cristo, el trabajo de campo se dividió en dos etapas: recorrido geológico 1, el cual fue llevado a cabo en las proximidades de la cantera Los Guaos y la textilera de Marimón, mientras que el recorrido geológico 2 se realizó en la carretera que permite el acceso al poblado de Boniato y en los alrededores de la micropresa Chalón.

Tectónicamente las estructuras de falla analizadas presentan características que permiten comprender cuál ha sido su comportamiento y determinar la orientación del tensor de esfuerzos que mejor se ajusta a las poblaciones de planos de fallas analizados. Durante el trabajo de campo se pudo determinar el comportamiento de las principales características de los planos y de las estrías de falla.

El primer recorrido geológico realizado para la obtención de los datos, referente a las características estructurales del área de estudio, se desarrolló en las cercanías de la cantera Los Guaos y la textilera que se encuentra en el Reparto Marimón, al noroeste de la ciudad de Santiago de Cuba. Los puntos medidos se encuentran ubicados en uno de los meandros del río Los Guaos. Allí se puede apreciar un alineamiento del cauce de unos 350 m de longitud, siendo este el

lugar donde se observaron escarpes de falla que afloran en la superficie, ubicados en las coordenadas X: 601 535 Y: 154 818. En este sector se realizaron 16 (tabla 3) mediciones de planos de fallas debido a que muchas de estas estructuras se encuentran dentro de zonas muy escarpadas y con dificultad para el acceso.

En la zona se aprecia un proceso de escalonamiento de los planos de fallas, donde es notoria la existencia de 4 niveles de escalones de falla (Figura 26), hecho que indica la influencia que ejercen las tensiones con componente normal en el movimiento descrito por estas estructuras tectónicas en dicho sector de falla. Además, se pudo apreciar la presencia de un fuerte proceso de milonitización en las rocas presentes, el cual se extiende aproximadamente unos 120 m en la horizontal, hecho que permitió estimar el ancho aproximado de esta zona de falla en ese punto.



Figura 26. En la imagen se muestra el escalonamiento de los planos de fallas, donde las flechas señalan la dirección desde los niveles más altos hacia los menores. Fuente: el autor.

La distribución espacial de los planos de fallas que aparecen en el área, se caracteriza en su mayoría por presentar un rumbo con orientación noreste-suroeste, aunque en algunos casos se orientan hacia el noroeste y sureste

(Figura 27). Lo anterior guarda relación con la presencia de un conjunto de fallas conjugadas en dirección noroeste-noreste y que cortan la estructura analizada. Por lo tanto, en esta zona se originó un nudo de fallas a partir del contacto de dichas estructuras tectónicas. Sin embargo, el sector se caracteriza por la presencia de movimientos de corrimiento por el rumbo con un alto componente normal y, en menor medida, presenta algunos planos de fallas con movimiento predominante normal.



Figura 27. En las imágenes se muestran planos de fallas identificados en el recorrido geológico que se realizó en las cercanías del Reparto Marimón. Fuente: el autor.

Es común encontrar planos de fallas en los cuales el buzamiento de estos presenta valores muy elevados. Al mismo tiempo hay que destacar que en ese tramo del río no hay corriente superficial de agua, lo que sí ocurre a unos 100 m aguas arriba, por lo que se infiere que el agua se está infiltrando a través de la zona de trituración que produjo la falla.

La determinación de las características estructurales de los planos de fallas en el sector estudiado se realizó a partir de la utilización de la proyección estereográfica (Figura 28), que facilitó el análisis de los datos determinados en el campo para cada una de las estructuras documentadas y permitió obtener el comportamiento y la distribución espacial de cada plano de falla. Además, se pudieron apreciar variaciones en la orientación de los planos, lo cual debe de estar asociado con la presencia de nudos de fallas producto de la intersección de dichas estructuras con otras familias de fallas existentes en la cuenca de Santiago de Cuba.

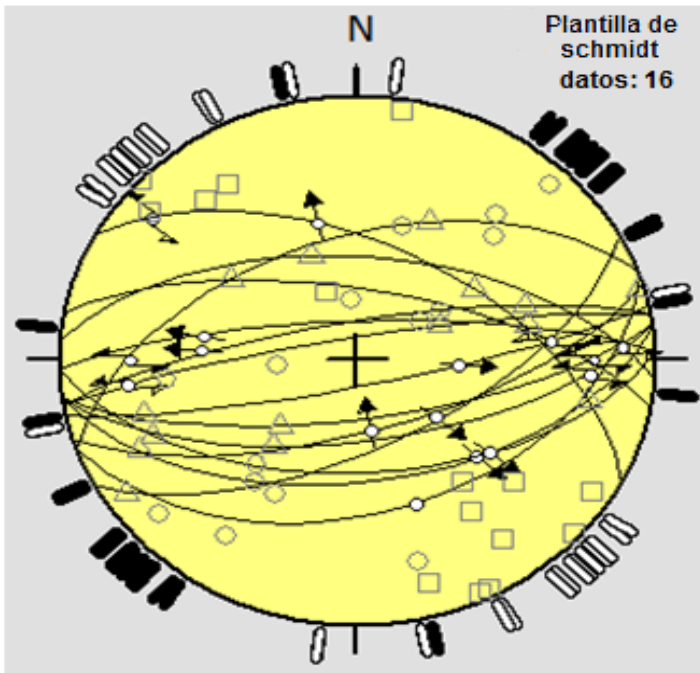


Figura 28. Proyección estereograma de los planos de fallas medidos durante el recorrido geológico1. Fuente: el autor.

Los planos de fallas medidos en el río Gascón, presentan en su mayoría un rumbo que oscila entre  $60^{\circ}$  noreste y los  $130^{\circ}$  sureste. El buzamiento de los planos de falla se encuentra en el orden de los  $45^{\circ}$  -  $85^{\circ}$ . No obstante, el comportamiento del ángulo del cabeceo de las estrías presenta valores entre los  $10^{\circ}$  -  $65^{\circ}$ . Lo anterior está relacionado con la influencia de fallas en las que el sentido de los movimientos que predominan suele ser lateral, y de otras con un alto componente de movimiento normal, de ahí que la línea de desplazamiento descrita por la estructura se ubique en el rango de los  $90^{\circ}$  -  $170^{\circ}$ . Es notoria la presencia de tres direcciones de movimiento fundamentales, en la que la de mayor importancia está representada por la dirección este-oeste.

En la determinación de las características del tensor de esfuerzo que actúa sobre cada uno de los sectores de falla estudiados, se emplearon métodos de análisis poblacional de falla y se tuvieron en cuenta parámetros como el rumbo de la falla (*Strike direction*), el ángulo de buzamiento de la falla (*Dip angle*), el ángulo de cabeceo de la estría o ángulo de inmersión (*Plunge angle*) y el azimut de la línea de inmersión (*azimuth of lines*), los cuales fueron determinados durante el trabajo de campo para cada uno de los planos de fallas identificados con el objetivo de

evaluar posteriormente su comportamiento a través de la utilización de diagramas de rosetas (Figura 29). Los gráficos **a**, **b**, **c** y **d** se corresponden con el comportamiento de las características que presenta cada plano de falla. De este modo, se puede afirmar que el rumbo predominante para los 16 planos de fallas es N 80°, el de buzamiento es de 55°, el ángulo de cabeceo de la estría de 45° y el azimut de 100°.

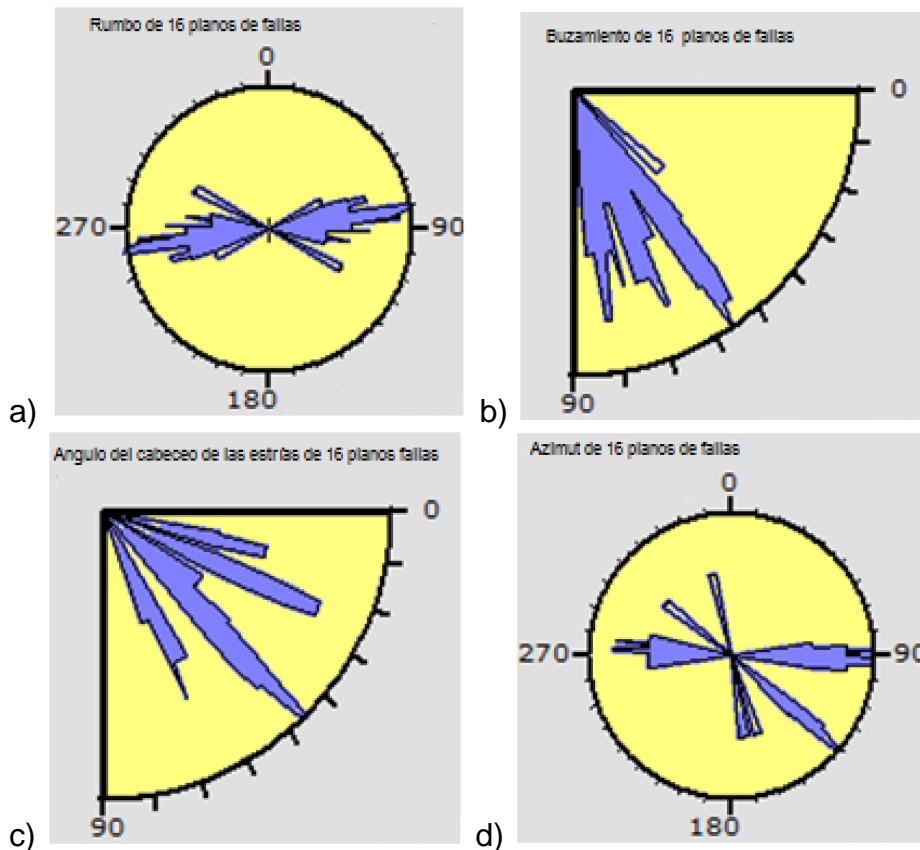


Figura 29. Diagramas de rosetas donde se muestran las direcciones predominantes a) rumbo de los planos de fallas medidos, b) buzamiento de los planos, c) ángulo del cabeceo de las estrías de fallas, d) azimut de los planos. Recorrido geológico 1. Fuente: el autor.

El empleo del método del diedro recto permitió indagar en las características medias del tensor de esfuerzo activo en la estructura estudiada, proporcionando la posibilidad de realizar una interpretación rápida de los resultados alcanzados a partir de la visualización gráfica (Figura 30). Durante el análisis de los diagramas de diedros rectos obtenidos a partir la implementación de este método, se muestra que la mayor parte de planos de fallas evaluados presentan un patrón direccional-normal. De ahí que se observe que el diedro de compresión posee

una dirección aproximada noreste-suroeste y el diedro extensivo, una orientación noroeste-sureste.

De igual manera, través de los resultados mostrados por el diagrama del diedro recto, es posible percibir que estas fallas presentan un comportamiento de desgarre, aunque con característica direccional-normal, lo cual se pudo precisar mediante 13 planos (la mayoría de los existentes) que presentan este tipo de movimiento y cuya tendencia se ha podido obtener a partir de los criterios cinemáticos determinados durante los trabajos de campo. Al mismo tiempo, se comprobó que la orientación de dichas estructuras plicativas es fundamentalmente noreste y que además, el movimiento de desgarre presenta un sentido sinestral.

En consonancia con lo anterior, se observó que el ángulo de cabeceo de la estría de falla en los planos presenta valores que oscilan entre los  $10^{\circ}$  y los  $45^{\circ}$ , lo que puede estar asociado a la existencia de diferentes períodos de reactivación de estas estructuras y a la influencia del proceso distensivo provocado por las fallas con componente normal. De igual manera el buzamiento se encuentra en el rango de los  $50^{\circ}$  a  $80^{\circ}$ , lo que posibilita apreciar la diferencia que existe entre la movilidad de cada uno de los planos, además de las variaciones que ocurren en las zonas de falla durante el proceso de actividad.

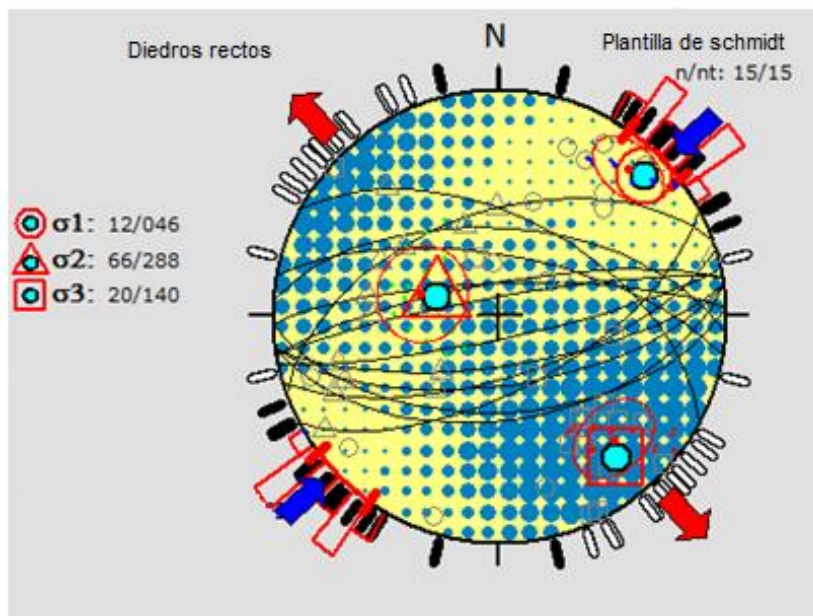


Figura 30. Diagrama del diedro recto para los valores obtenidos a partir de los planos con comportamiento normal en las cercanías de la textilera. Fuente: el autor.

El diagrama que se logró a partir de la implementación de este método muestra que el tensor esfuerzo activo para este sector de la falla se caracteriza por que los ejes presentan los valores en siguientes: máximo  $\delta_1$ -12/046, intermedio  $\delta_2$ -66/288 y mínimo  $\delta_3$ -20/140.

Entre las mediciones efectuadas a los planos de fallas procesadas existen 3 planos de fallas con comportamiento normal. Esas estructuras presentan un ángulo de buzamiento comprendido entre  $82^\circ$  y  $63^\circ$ ; además, el ángulo del cabeceo de las estrías que están determinadas en estos planos presenta valores entre  $68^\circ$  y  $62^\circ$ .

El procesamiento por separado de los datos permitió esclarecer las características de los esfuerzos que actúan sobre estos planos de fallas, apreciándose que los movimientos descritos son representativos de fallas normal-direccionales (Figura 31). Los valores característicos que alcanzan los tensores de esfuerzos en estos planos son: máximo  $\delta_1$ -59/358, intermedio  $\delta_2$ -13/246 y mínimo  $\delta_3$ -28/149.



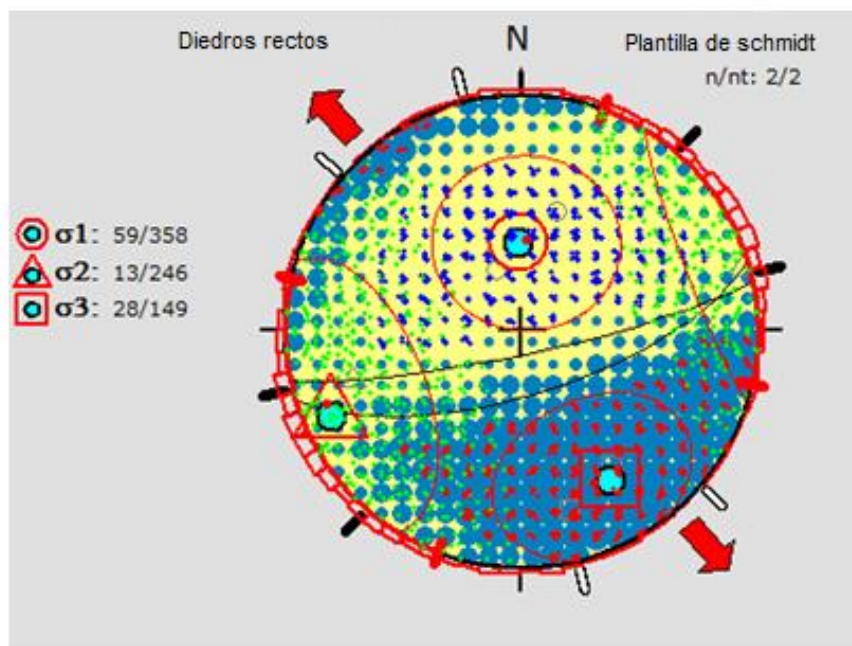


Figura 31. Diagrama del diedro recto para los valores obtenidos a partir de los planos medidos de fallas con carácter normal-direccional. Fuente: el autor.

A través del procesamiento de los datos de este sector, se pudo comprobar la existencia en esta zona de falla de procesos de apertura, como manifestara Arango (1996). Esto se pudo confirmar durante la realización de los recorridos geológicos, donde se observó el escalonamiento de los planos de falla. Los resultados alcanzados a través del diagrama de los diedros rectos demuestran la existencia de estructuras con componentes normales en el movimiento que describen las líneas de inmersión.

El segundo recorrido geológico se llevó a cabo en la red de caminos que existe entre la carretera de acceso al poblado de Boniato y la micropresa Chalón, donde se comprobó la existencia de una amplia zona de falla. La porción de la falla Mar Verde-El Cristo identificada presenta un ancho de aproximadamente unos 150 m de zona de trituración y se pueden apreciar distintos planos de fallas. Uno de esos planos indica posible actividad tectónica reciente.

Se aprecia en el sector una zona milonitizada, muy inestable, por donde al caminar las rocas se descomponen, haciendo bastante difícil el acceso al plano expuesto en la superficie. En ese punto las estrías de fallas son bastante claras y

el plano presenta una altura aproximada de 20 m (Figura 32). Este sitio se encuentra ubicado en las coordenadas X: 607 563; Y: 158 151.



a)



b)

Figura 32. Imágenes donde se muestran planos de fallas documentados en la carretera que permite el acceso al poblado de Boniato. Fuente: el autor.

La interpretación del comportamiento de las características de la falla Mar Verde-El Cristo en esta zona se realizó teniendo en cuenta los resultados alcanzados a partir de la utilización de diagramas de proyección estereográfica, donde se pudo definir la distribución espacial de cada uno de los planos de fallas identificadas, así como sus propiedades.

Se puede afirmar que las estructuras existentes presentan un rumbo noreste-suroeste (Figura 33). Además, se observa que existen diferencias entre los procesos que ocurren en la zona donde se realizó el primer trabajo de campo y en esta porción de la falla, lo que se explica porque en esta región la distribución del rumbo de los planos de fallas es bastante homogénea y no hay mucha dispersión de las estructuras tectónicas.

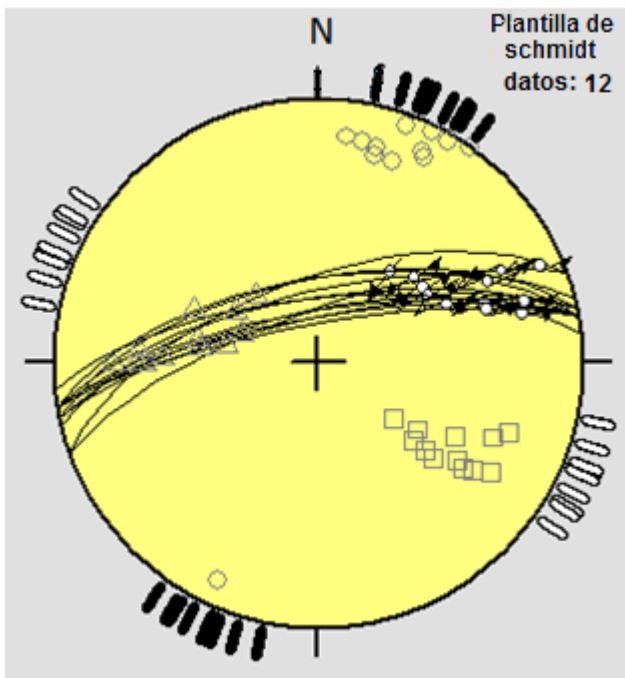


Figura 33. Proyección estereográfica de los planos de fallas medidos durante el recorrido geológico 2. Fuente: el autor.

La determinación de los parámetros cinemáticos fue realizada a través del diagrama de roseta, que permite tener una representación en 2 dimensiones de la morfología de estas estructuras (Figura 34). Se comprobó que los planos de fallas medidos tienen un rumbo entre el  $70^{\circ}$ -  $85^{\circ}$  noreste y el buzamiento se encuentra en el orden de los  $60^{\circ}$  -  $80^{\circ}$ . El cabeceo de la estría es uno de los parámetros que presenta una variación notable de un plano de falla a otro, dado que el ángulo de este parámetro oscila entre los  $10^{\circ}$  -  $50^{\circ}$  y las líneas de inmersión están en el rango de  $45^{\circ}$  -  $75^{\circ}$  noreste, siendo este parámetro dependiente del comportamiento de los ángulos de buzamientos de los planos y de la variación que pueda presentar el cabeceo de las estrías de falla.

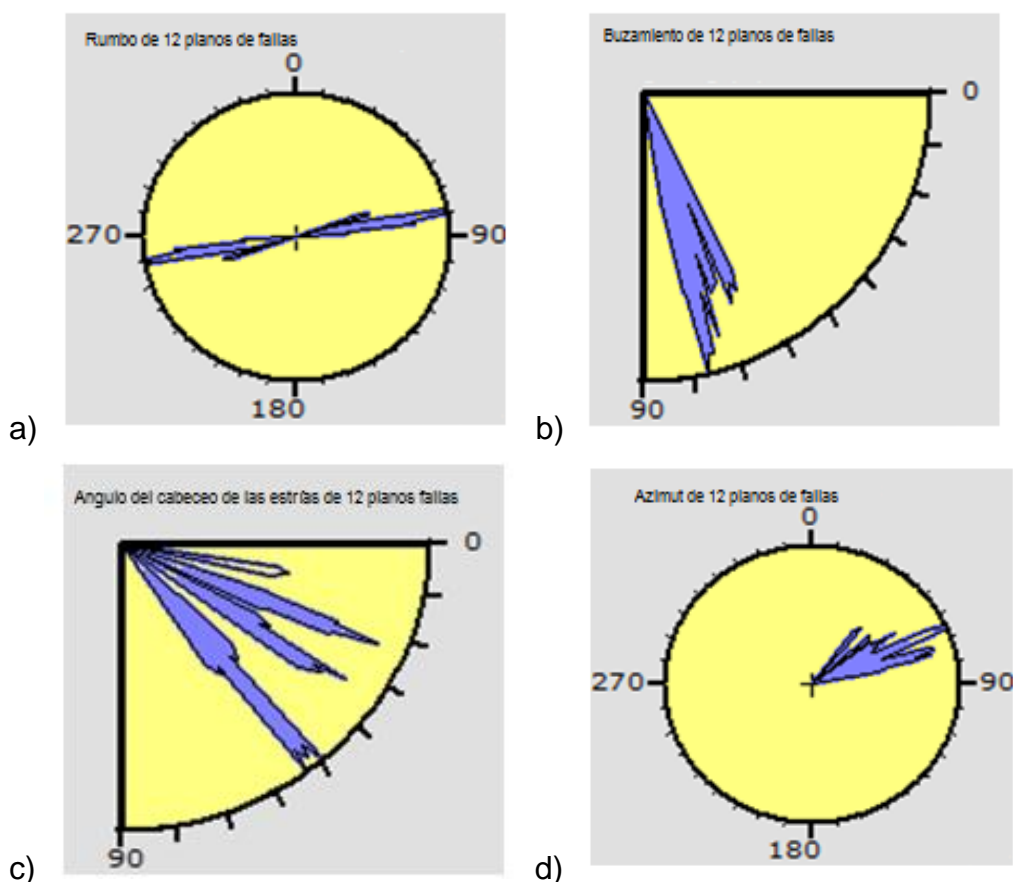


Figura 34. Diagramas de rosetas donde se muestran las direcciones predominantes a) rumbo de los planos de fallas medidos, b) buzamiento de los planos, c) ángulo del cabeceo de las estrías de fallas, d) azimut de los planos. Recorrido geológico 2. Fuente: el autor.

Las características medias del tensor de esfuerzo activo para el fragmento de la falla Mar Verde-El Cristo medido en la zona de Boniato se obtuvieron a partir de la implementación del método del diedro recto. Este método permitió realizar una interpretación rápida de las propiedades de 13 planos de fallas medidos durante los trabajos de campo realizados. Los resultados que se alcanzaron a través de la ejecución del método arrojaron que el movimiento que ha manifestado esta falla muestra un patrón direccional inverso (Figura 35).

El diedro compresivo, obtenido para las estructuras documentadas presenta una dirección aproximada noreste-suroeste, mientras que el diedro extensivo presenta una orientación al noroeste-sureste. El comportamiento en las particularidades de los diedros determinados describe procesos de desgarre con sentido direccional-inverso, vinculado con el comportamiento direccional-inverso que manifiesta los planos de fallas situados en esta porción de la estructura.

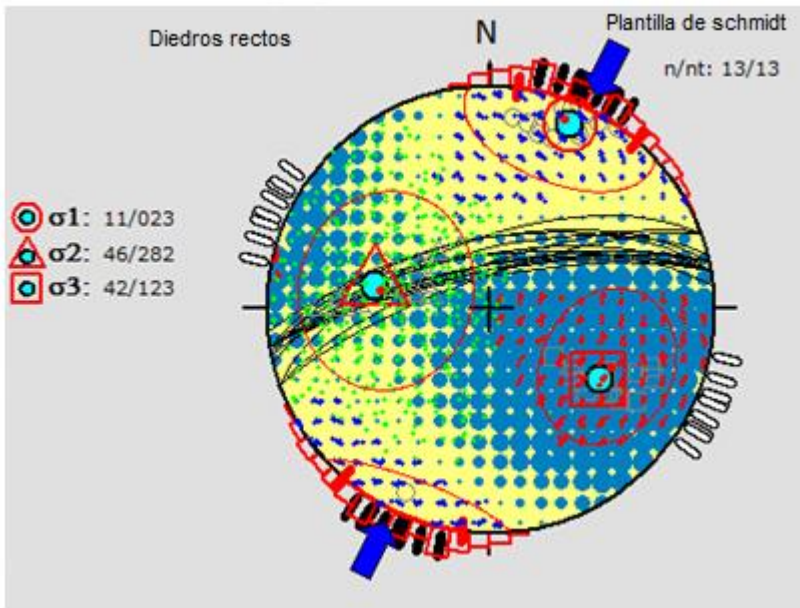


Figura 35. Diagrama del diedro recto para valores obtenidos a partir de los planos medidos en el recorrido geológico 2. Fuente: el autor.

A partir del análisis de los datos obtenidos mediante las mediciones realizadas durante el recorrido geológico 2, fue posible evaluar el tensor de esfuerzo activo que distingue esta porción de la falla, que se caracteriza por presentar ejes de esfuerzos que describen una trayectoria de movimiento direccional inverso, donde alcanza los siguientes valores:  $\delta_1$ - 11/023 máximo,  $\delta_2$ -46/289 intermedio y  $\delta_3$ - 42/123 mínimo. (Figura 36).

El sentido de los tensores de esfuerzos se encuentra en correspondencia con las direcciones de los movimientos obtenidos por las campañas de mediciones GPS realizadas por Symithe et al. (2015), donde se determinaron las direcciones de los vectores de desplazamiento que describe la placa norteamericana con respecto a la placa caribeña, estando condicionados los esfuerzos en esta zona de falla por la acción de las tensiones entre las placas.

El comportamiento de los movimientos en cada uno de los sectores estudiados se manifiesta de un modo distinto, lo que se puede apreciar en los resultados alcanzados durante el procesamiento de los datos de campo utilizando el método del diedro recto. En la zona comprendida entre la cantera Los Guaos y la textilera de Marimón resulta evidente la presencia de movimientos predominantemente de desgarre sinistral, aunque con una fuerte influencia de componente normal,

mientras que en el sector comprendido entre la carretera de Boniato y la micropresa Chalón esta falla se caracteriza por presentar desplazamientos del tipo de desgarre sinistral con componente inverso.

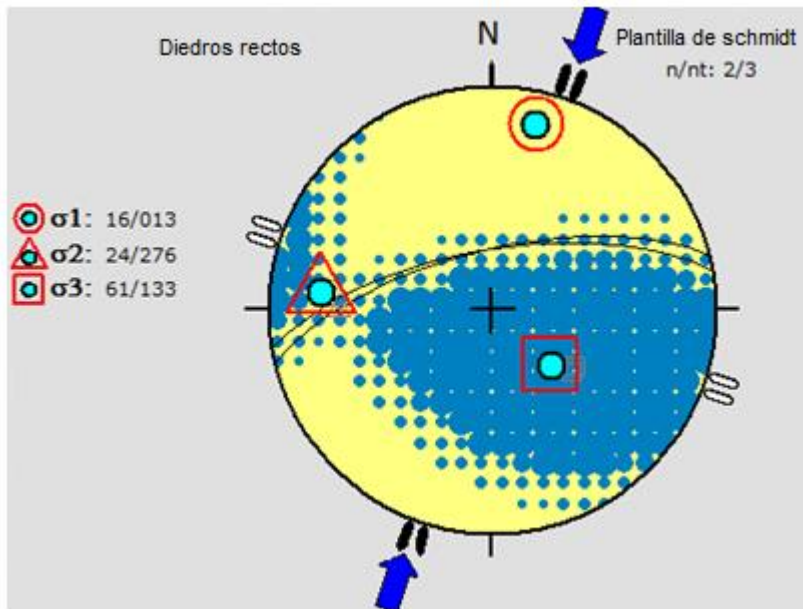


Figura 36. Se muestran planos de fallas con comportamiento direccional inverso. Fuente: el autor. Con el fin de esclarecer las particularidades que presentan los movimientos en la porción de la falla Mar Verde-El Cristo escogida para ser estudiada, se llevó a cabo la determinación del tensor de esfuerzo unificado que caracteriza el área de estudio. Para ello se analizaron en conjunto los datos tomados de los dos recorridos geológicos realizados (Figura 37). Los resultados obtenidos demuestran que el sentido de los movimientos asociados a esta zona de falla es principalmente horizontal, lo que está en correspondencia con lo planteado por Medina *et al.* (1999), el cual afirma que esta estructura tenía un carácter de deslizamiento por el rumbo sinistral.

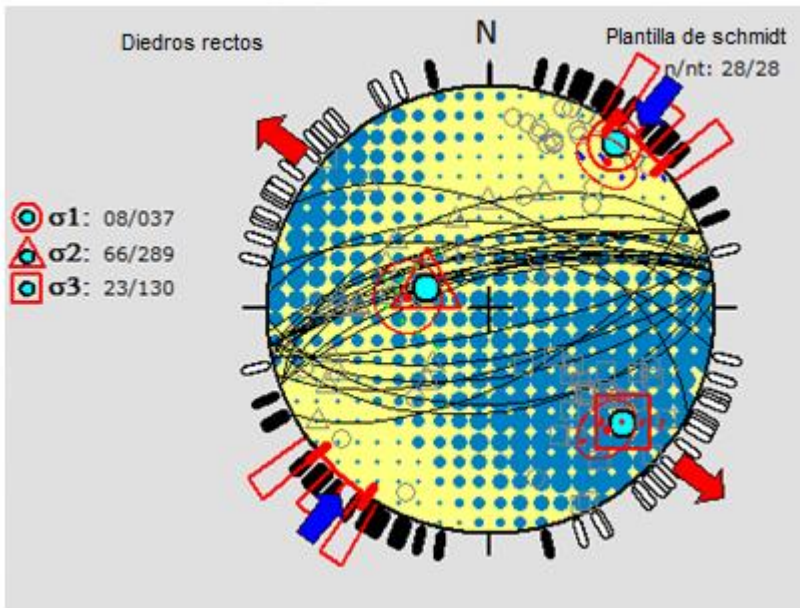


Figura 37. Diagrama del método de diedro recto para los datos de las dos porciones analizadas de la falla Mar Verde-El Cristo. Fuente: el autor.

Los resultados del diagrama de los diedros rectos muestran que la dirección de los esfuerzos que actúa sobre esta falla Mar Verde-El Cristo es noreste-suroeste y el tensor de esfuerzo activo unificados para esta estructura está definido por el eje de máxima compresión horizontal  $\delta_1$  08/037, el intermedio o vertical  $\delta_2$  66/ 289 y el eje de extensión horizontal es  $\delta_3$ 23/130.

### 3.2.1 Modelo de deslizamiento de Reches (1983); De Vicente (1988)

En la determinación de las características de los segmentos de falla estudiados se realizó la evaluación de los parámetros estructurales a partir de la implementación del modelo de deslizamiento de Reches (1983); De Vicente (1988). La puesta en práctica de este método se debe principalmente a su utilidad para separar grupos de datos que tienen similitud, además de identificar familias de fallas que se pueden referir a una misma dirección de acortamiento o extensión horizontal, de ahí que permite asignar sentido de movimiento a estas estructuras tectónicas que han podido ser documentadas durante los trabajos de campo y a las que no se les ha conseguido asignar un tipo de mecanismo luego de su visualización directamente en el terreno.

Esto permite determinar las distintas familias de fallas que se encuentran en los sectores de estudio y a su vez posibilita que se puedan evaluar en los diagramas

de manera agrupada, según el tipo de movimiento y el elipsoide de deformación que las caracteriza. La implementación de este método se realizó teniendo en cuenta los datos obtenidos durante los recorridos geológicos llevados a cabo en los dos sectores de la falla Mar Verde-El Cristo.

El empleo de gráficos en los que se refleja el buzamiento de las fallas y las estrías, además del uso de otros diagramas como el de  $e_y/K'$  permitió determinar los distintos tipos de grupos de fallas según el acortamiento horizontal descrito por los elipsoides de deformación para cada estructura. Posteriormente se realizó el análisis del comportamiento de algunas de las poblaciones de falla mediante el histograma de direcciones de compresión (Dey).

El análisis del diagrama buzamiento/cabeceo (B/C) obtenido con los datos del primer recorrido geológico muestran que esta zona se caracteriza por la presencia de distintas poblaciones de fallas (Figura 38), las cuales se representan agrupadas según el tipo de movimiento que las caracteriza. El gráfico indicó que los datos tomados en el primer recorrido geológico permiten caracterizar los distintos tipos de movimientos de los planos de fallas.

Durante el análisis de esta porción de la falla Mar Verde-El Cristo, se tuvo en cuenta también lo planteado por Angelier (1994) cuando refiere que la presencia de sistemas de fallas conjugadas es un indicio del carácter de neoformación de las fallas respecto al tensor de esfuerzos que las genera. Por el contrario, en caso de que existan planos de debilidad con orientaciones variadas en una masa rocosa es posible su activación como planos de fallas reactivados. En el área donde se desarrolló este trabajo investigativo se comprobó la presencia de fallas conjugadas y la existencia de planos de debilidad con distintas orientaciones, lo que indica que en este sector coexisten tanto estructuras con carácter neoformadas como reactivadas.



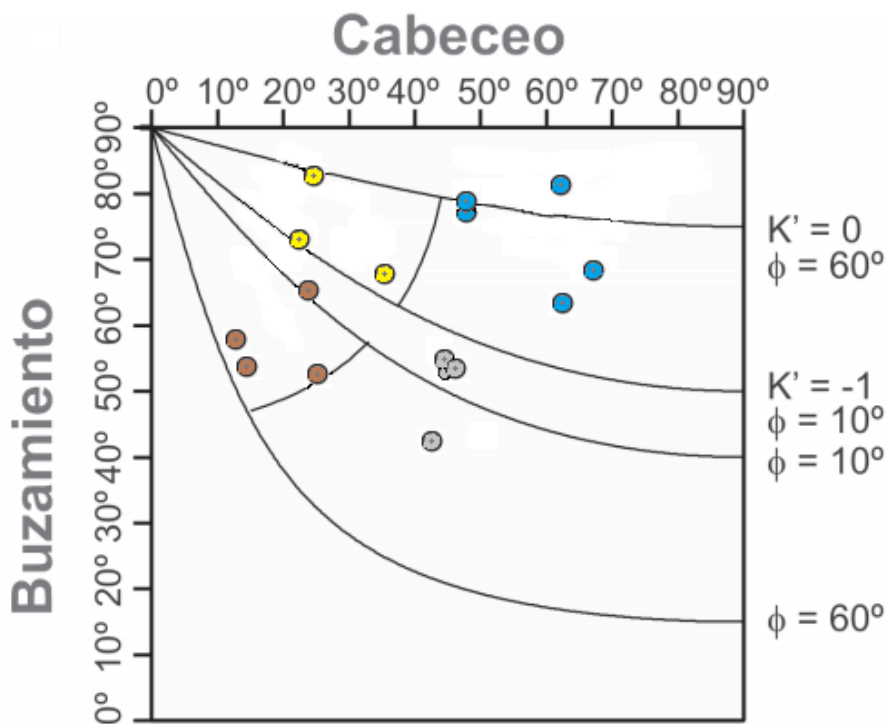


Figura 38. Diagrama del buzamiento/cabeceo para el sector cercano a la cantera Los Guaos y la textilera del Reparto Marimón. Fuente: el autor.

En el gráfico buzamiento/cabeceo se encuentran ubicadas todas las estructuras que se midieron en sector de la falla comprendido entre la cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón, por lo cual también aparecen fallas que han manifestado procesos de reactivación. Sin embargo, se conoce que el modelo de deslizamiento solo garantiza resultados válidos para las fallas que tengan un carácter neoformado, es decir, que este método solo funciona cuando los planos de fallas no manifiestan perturbación o variación en el tipo del movimiento que describen a lo largo del tiempo.

Sin embargo, este método permitió determinar cuáles de las fallas presentan características que las distinguen como estructuras reactivadas o neoformadas, lo cual es posible comprobar a partir de la comparación de estos resultados con los datos determinados durante las descripciones realizadas en los trabajos de campo, y con los valores determinados durante la evaluación del método del diedro recto. Se aclara que solo se aplicará este método de forma íntegra a aquellos datos cuyas características representen planos de fallas con un comportamiento que describan estructuras con un carácter neoformado.

Los resultados alcanzados a través de la aplicación del modelo de deslizamiento en el sector de estudio Cantera Los Guaos–Textilera del Reparto Marimón muestran que las poblaciones de fallas presentes se caracterizan porque muchas estuvieron afectadas por procesos de reactivación, lo cual se puede apreciar en el esquema de buzamiento/cabeceo.

Una de las características más relevantes en estas fallas está relacionada particularmente con que algunos de los planos presentan un comportamiento inusual de los parámetros que la conforman. Este hecho permite apreciar que los valores de buzamiento que se presentan en los planos de fallas son bajos, lo que provoca que los datos en el diagrama buzamiento/cabeceo se ubiquen en los sectores del gráfico perteneciente a fallas que manifiestan comportamiento inverso y direccional-inverso.

Se pudo comprobar, mediante la visualización en el terreno y los resultados del método del diedro recto, que todas las fallas medidas en el sector Cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón presentan un comportamiento en su movimiento que las caracteriza como de tipo direccional–normal y, en menor medida, normal-direccional. Como consecuencia de lo planteado anteriormente en esa zona se identificaron un total 16 estructuras de fallas, de las cuales 8 son del tipo reactivadas, lo que representa el 50 % de las estructuras evaluadas.

Fueron identificados 3 planos de fallas con valores altos de buzamiento de los planos y cabeceo de las estrías de fallas, lo que representa el 18,75% de los datos. Estas estructuras se encuentran ubicadas en el rango de las fallas normales direccionales. Otras 5 muestran un carácter de fallas direccionales normales, lo que representa el 31,25% de los planos de fallas identificados.

En la evaluación del diagrama  $e_y/K'$  para los datos obtenidos del sector comprendido entre la cantera Los Guaos y la textilera del Marimón (Figura 39), solo se utilizaron 8 planos de fallas que manifiestan un carácter neoformado, a a partir de los cuales se pudo determinar que en esta porción de la falla aparece un total de 3 planos que presentan un comportamiento direccional extensional, lo que representa un 37.5% del total de fallas documentas. Además, se observan 5

planos que manifiestan movimientos extensionales direccionales, los cuales representan el 62.5% de las estructuras evaluadas en este gráfico.

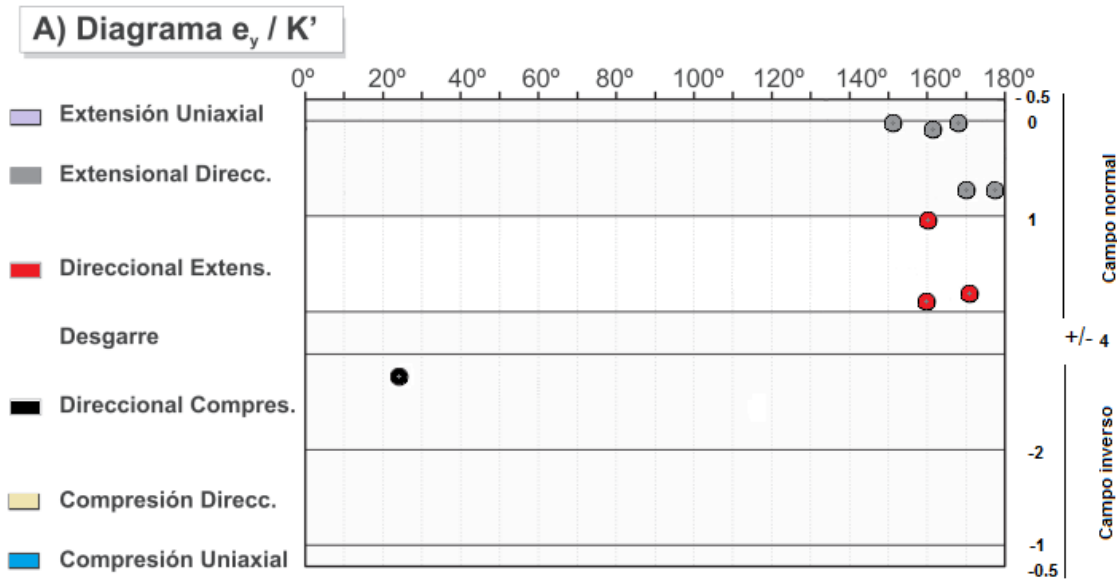


Figura 39. Diagrama  $e_y / K'$  para el área de estudio. Fuente: el autor.

La interpretación conjunta del digrama  $e_y / K'$  y de los resultados del histograma para la direcciones de compresión (Dey) (Figura 40) junto a las rosas de direcciones de (Dey), permitió separar los grupos de fallas que se acomodan a una misma dirección de acortamiento horizontal. Lo que posibilita asignar a cada estructura tectónica neoformada una familia de falla.

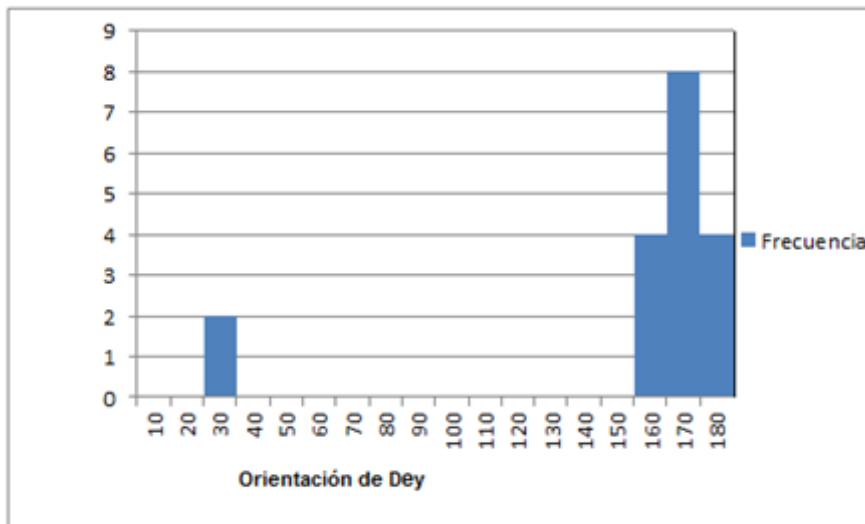


Figura 40. Histograma de direcciones de compresión (Dey) para las poblaciones de fallas. Fuente: el autor.

Asimismo se logró realizar el diagrama de roseta (Figura 41) para los valores de las direcciones de compresión (Dey), del cual se obtuvo que la dirección media del máximo acortamiento horizontal está definida en el rango de  $Dey = 163.5^{\circ} \pm 13.58^{\circ}$ .

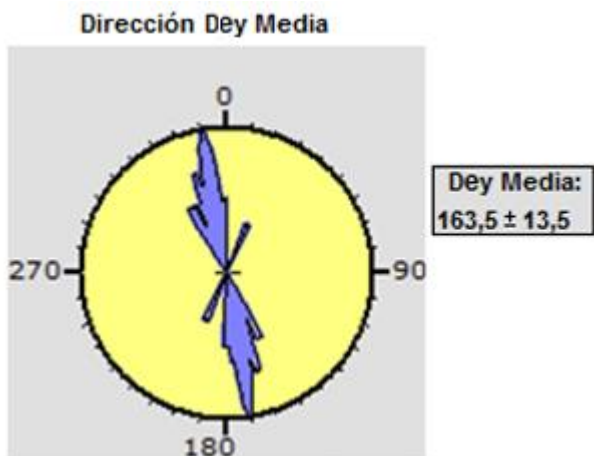


Figura 41 Orientación de Dey media para el total de fallas neoformadas del área de estudio. Fuente: el autor

### 3.2.2 Análisis mecánico de las fallas (Diagramas de Mohr) para el sector Cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón

Para el análisis de las relaciones existentes entre las fallas neoformadas y/o reactivadas fueron utilizados los círculos de Mohr representando los parámetros mecánicos de los planos de fallas que predicen el modelo de deslizamiento para el caso de elipsoides de esfuerzos - deformación triaxiales. La Figura 42 muestra el diagrama de Mohr en el sector Cantera Los Guaos–textilera del Reparto Marimón, que representa planos de fallas que manifiestan la presencia de estructuras neoformadas y reactivadas. De este modo, se pudo comprobar que 8 de los planos de fallas evaluados se encuentran ubicados en la parte superior izquierda o sobre los bordes de la envolvente del círculo exterior, lo que representa el 50 % del total de los datos e indica el carácter neoformado de estas fallas. Mientras, los 8 planos restantes se encuentran distribuidos en la parte interior de la circunferencia, de donde se infiere que el otro 50 % de las estructuras presentes en este tramo de falla son del tipo reactivadas.

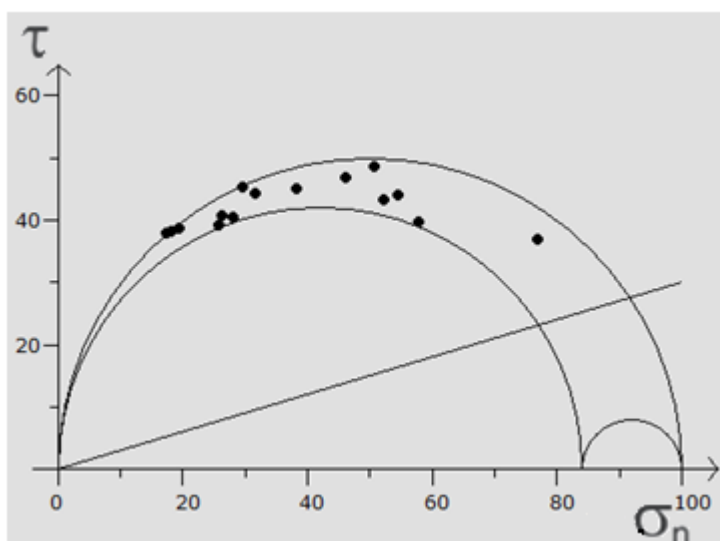


Figura 42. Diagramas de Mohr para el sector Los Guaos–textilera del Reparto Marimón. Fuente: el autor.

El diagrama buzamiento/cabeceo (B/C) a partir de los datos tomados en el recorrido geológico 2 (Figura 43), fue desarrollado entre la carretera que permite acceso al poblado de Boniato y la micropresa Chalón, donde se determinó un total de 13 planos de fallas. De estos, solo uno puede considerarse como neoforado y se caracteriza por presentar movimientos con carácter direccional inverso, lo que representa 7.69 % de las estructuras presentes en esta porción de la falla.

Los otros 12 planos de fallas (92,30 % de los datos tomados) son de tipo reactivado . Los resultados que se aprecian no son coherentes debido a que se encuentran ubicados en los sectores pertenecientes a fallas normales direccionales y direccionales normales. No obstante, estos planos presentan un comportamiento principalmente direccional-inverso e inverso-direccional, determinado a partir de los resultados del método de los diedros rectos.

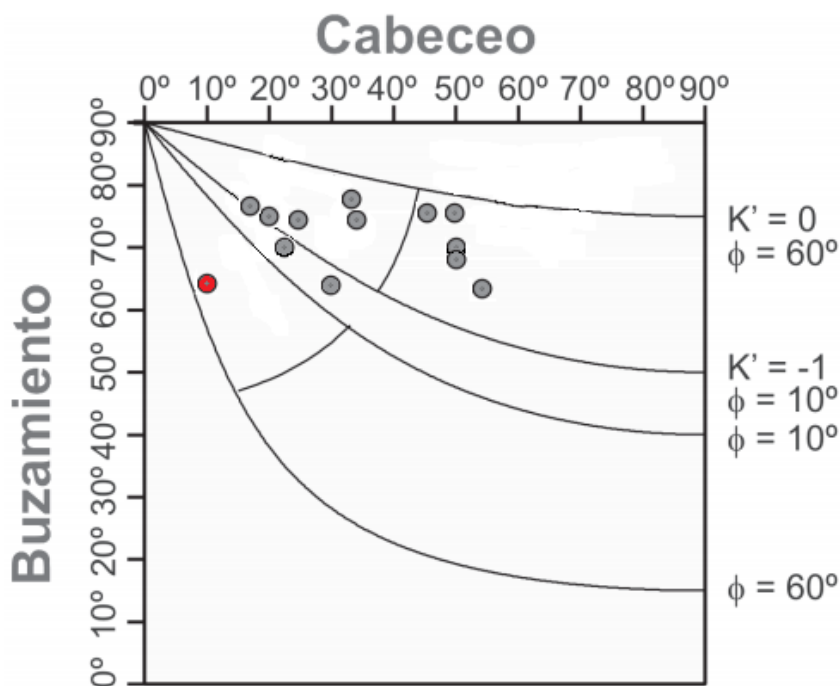


Figura 43. Diagrama de cabeceo/buzamiento para el sector carretera del poblado de Boniato hasta la micropresa Chalón. Fuente: el autor.

El diagrama  $e_y/K'$  perteneciente al modelo de deslizamiento muestra que el plano de falla neoformado perteneciente al sector Boniato (véase arriba Figura 39) presenta características que evidencian que este tiene un comportamiento direccional-inverso. Esto último se puede apreciar dado que la estructura presenta un valor del parámetro  $K'$  de (-3.18). Asimismo se determinó que la orientación de máximo acortamiento horizontal  $e_y$  se define por la ecuación  $De_y = 70^\circ \pm 173.44^\circ$  de donde se obtiene que los valores de acortamiento característicos para esta estructura son de 243 y 247 grados. Al transformar estos valores al azimut hasta  $180^\circ$ , con vistas a facilitar la proyección de los datos en el diagrama  $e_y/K'$ , se alcanzan ángulos de 23 y 27 grados respectivamente.

El análisis del comportamiento mecánico realizado a los planos de fallas medidos en el sector carretera Boniato–micropresa Chalón fue ejecutado mediante el diagrama de los círculos de Mohr (Figura 44). De 13 estructuras de fallas documentadas, solo una se puede considerar como neoformada, lo que representa el 7,69 %. Hay que tener en cuenta que aunque todos los datos

evaluados se ubican sobre la envolvente exterior, 12 de estos planos de fallas se encuentran en la parte derecha de esta circunferencia, lo que señala el carácter reactivado que presentan estas estructuras. Por ello puede afirmarse que el 92,30 % de las fallas evaluadas son reactivadas.

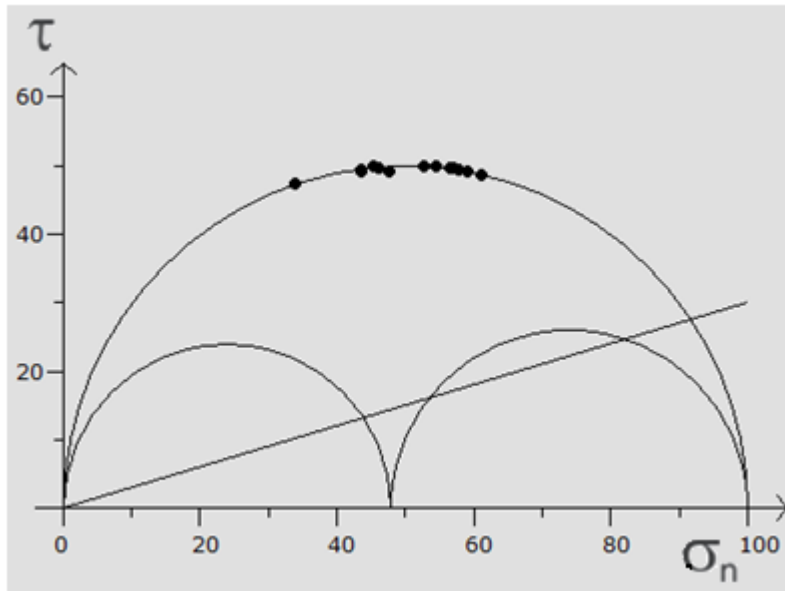


Figura 44. Diagramas de Mohr para el sector carretera Boniato–micropresa Chalón. Fuente: el autor.

Se puede afirmar que la falla Mar Verde-El Cristo es una estructura que presenta variaciones en el comportamiento de los movimientos. Esto se puede comprobar a través de los resultados del empleo de los métodos de diedro recto y el modelo de deslizamiento, en donde se obtuvo como resultado que el tramo de falla comprendido entre la cantera Los Guaos y la textilera del Reparto Marimón se caracteriza por su movimiento direccional normal, mientras que en el sector de la carretera Boniato-micropresa Chalón predominan las estructuras direccionales inversas (Figura 45).

No obstante, se puede afirmar que teniendo en cuenta los resultados obtenidos en este trabajo investigativo, los movimientos de mayor peso que se han producido en la porción de la falla estudiada son los de desplazamiento por el rumbo o direccionales. Además, se aprecia la presencia de numerosas áreas deformadas y alineadas, las cuales están relacionadas con planos de fallas conjugados. Se puede afirmar que las estructuras de fallas identificadas

presentan una dirección noreste–suroeste, pertenecen al sistema de falla Mar Verde-El Cristo y presentan una estrecha relación con los procesos de reactivación que ha manifestado esta estructura tectónica durante su evolución a lo largo del tiempo.

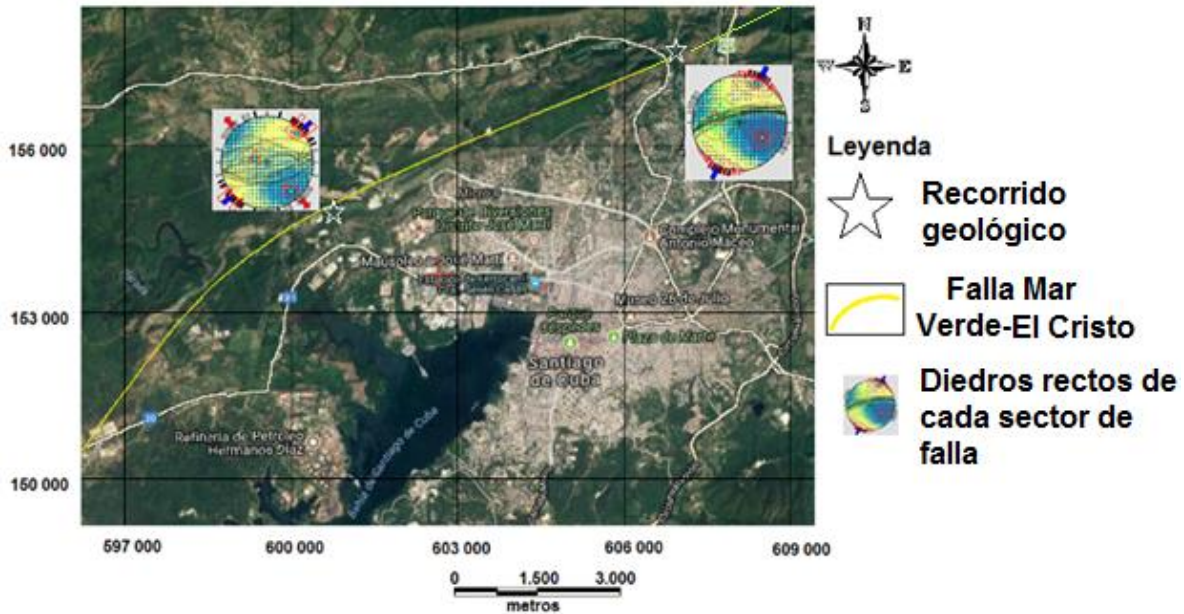


Figura 45. Esquema de ubicación de la falla Mar Verde-El Cristo y resultado del método de los diedros rectos. Fuente: el autor.



### 3.3 Conclusiones parciales

- Existe variación en los movimientos tectónicos entre los diferentes sectores de La falla Mar Verde-El Cristo. El sector comprendido entre la cantera Los Guaos y la textilera del Reparto Marimón presenta desplazamientos rumbo deslizante con componente normal, y en el sector comprendido entre la carretera Boniato-micropresa Chalón son característicos los desplazamientos del tipo rumbo deslizante con componente inversa.
- Los esfuerzos que actúan sobre la falla Mar Verde-El Cristo poseen dirección noreste-suroeste.
- El tensor de esfuerzo activo para cada sector de la falla Mar Verde-El Cristo estudiado está representado en el sector Los Guaos-textilera del Reparto Marimón con los siguientes valores: máximo  $\delta_1$ -59/358, intermedio  $\delta_2$ -13/246 y mínimo  $\delta_3$ -28/149, y para el sector carretera Boniato-micropresa Chalón:  $\delta_1$ - 11/023 máximo,  $\delta_2$ -46/289 intermedio y  $\delta_3$ -42/123 mínimo.
- El tensor de esfuerzo activo para el tramo estudiado de la falla Mar Verde-El Cristo, el cual está definido por el eje de máxima compresión horizontal es  $\delta_1$  08/037, el intermedio vertical  $\delta_2$  66/ 289 y el eje de extensión horizontal es  $\delta_3$ 23/130.

## Conclusiones

La aplicación del método análisis morfoestructural permitió dar solución al problema científico de esta investigación, así como darle cumplimiento al objetivo planteado y corroborar la hipótesis de investigación.

- Mediante el análisis morfoestructural se logró caracterizar el tramo estudiado de la falla Mar Verde-El Cristo, en la cuenca Santiago de Cuba, lo que ha permitido un mayor conocimiento del comportamiento neotectónico y de la dinámica del territorio.
- Los movimientos que describe la falla Mar verde-El Cristo en el área de estudio presentan variaciones en el comportamiento rumbo deslizante del desplazamiento. En el sector Cantera Los Guaos-textilera del Reparto Marimón estas variaciones se caracterizan por tener una componente normal, mientras que en el sector Carretera Boniato-micropresa Chalón presenta una componente inversa.
- En la porción estudiada de la falla Mar Verde-El Cristo, los esfuerzos que actúan están orientados en dirección noreste-suroeste. El tensor de esfuerzo activo se define del siguiente modo: eje de máxima compresión horizontal  $\delta_1$  08/037, eje intermedio o vertical  $\delta_2$  66/ 289 y eje de extensión horizontal  $\delta_3$ 23/130.

## **Recomendaciones**

- Realizar estudios que abarquen la totalidad de la falla Mar Verde-El Cristo, de modo que se pueda determinar con mayor exactitud el comportamiento geodinámico de esta estructura.
- Realizar este tipo de investigaciones en otras fallas de la región oriental de Cuba.
- Poner en práctica otros métodos de análisis poblacional de falla, como son los métodos de inversión de esfuerzos.

## Bibliografía

- Alioshin, V.; Sánchez, F.; Eguipko, O.; Pérez, M.; Shelagurov, V.; Burov, V. 1975: Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y su búsqueda a escala 1:100 000 en la parte nororiental de la Sierra Maestra (1972-75). Archivo CNFG
- Angelier, J., & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des diedres droites. *Bull Soco Geol France*, 7 (19): 1309-1318.
- Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. En: Hancock, P.L. (ed.) *Continental Deformation*, 53 -120
- Arango, A. E. D. (1996). *Geodinámica de la región de Santiago de Cuba. En el límite de las placas caribeña y norteamericana*. Tesis de Maestría, Universidad Zacatenco, México.
- Arango, E. D. A. (2014). *Análisis sismotectónico del territorio oriental de Cuba a partir de la integración del modelo de corteza 3D de datos gravimétricos con datos sísmológicos y geodésicos*. Tesis de doctorado, Ensenada, Baja California, México.
- Arcila, M. M., Muñoz, A. M., & de Vicente, G. (2002). Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica. *Researchgate*. Disponible en [https://www.researchgate.net/.../269038209\\_Analisis\\_sismotectonico\\_de\\_la\\_convergenci](https://www.researchgate.net/.../269038209_Analisis_sismotectonico_de_la_convergenci).
- Bardales, B. B. (2014). *Análisis estructural de las secuencias cretáceas de los baños del Inca y alrededores, Cajamarca –Per*. Tesis de Grado. Perú.
- Cáceres, D. G., Mahapy, B. D., & Mohamed, H. S. (2003). Análisis estructural en la zona de articulación Sierra de los Órganos-Sierra del Rosario, en el sector San Diego-Bermejales. Pinar del Río. Congreso de Geología y

- Minería (Geomin 2003). Sociedad Cubana de Geología, La Habana, CD-Rom.
- Calais, E. 1988: Aspect structural d une limite de plaques en coulissage: La froteniére Nord-Caraibe de Cuba á Hispaniola (Grandes Antilles). Diplome d'études approfondies a l'Universite de Bretagne Occidentale. Archivo CENAIIS.
- Calais, E., & de Lepinay, B. M. (1991). From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary off Cuba: implications for the recent motion of the Caribbean plate. *Tecronophysics*, 186.
- Capote, R., González, M. C., & de Vicente, G. (1987). Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico. *Cuaderno do Laboratorio. Xeolóxico de Laxe*.
- Capote.C.M. (2001). Análisis estructural sin-arco: una herramienta imprescindible en la evaluación metalogénica de Cuba centro-oriental. Congreso de Geología y Minería (Geomin 2001). Sociedad Cubana de Geología, La Habana, CD-Rom.
- Casas, A. M. S., Gil, I. P., & Simón, J. L. G. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios geol*, 46.
- Chuy, T.J. & Álvarez, J. L. (1988): Sismicidad histórica de La Española. *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía*, No. 16, La Habana, 12 pa
- Chuy, T. J. (1999). *Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de peligrosidad y microzonificación sísmica*. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas, Santiago de Cuba.
- Chuy, T. J. R., Puente, G. G., Borges, O. E., & Planas, J. A. F. (2009.). La valoración de escenarios en la gestión de disminución de riesgos. Caso Santiago de Cuba. *Salud y Desastre, experiencias Cubanas. Editorial Obras*

- Chuy, T. J. (2012). Experiencias de la utilización del conocimiento de la sismicidad y peligro sísmico de Cuba en la formación profesional de los ingenieros civiles y arquitectos. *Memorias de la XXXIII Convención Panamericana de Ingenierías UPADI, Editorial Obras.*
- Chuy, T. J., Pérez, O., Pereda, S., Puente, G., & Planas, J. A. (2012). Incidencias naturales y antrópicas en las inundaciones de la ciudad de Santiago de Cuba. *Memorias de la XXXIII Convención Panamericana de Ingenierías UPADI, Editorial Obras.*
- Chuy, T. J., & Noas, J. L. (2013). Contribución de los estudios de peligrosidad sísmica a la gestión del riesgo sísmico en Cuba. *Memorias de la IX Convención Internacional de Medio Ambiente y Desarrollo (III Congreso de Cambio Climático)*
- Chuy, T. J. (2014). Terremotos fuertes en el archipiélago cubano: 1502 -2010. *En Memorias del II Taller CIGRD de la 17 Convención Científica de Ingeniería y Arquitectura, CUJAE.*
- Cofiño, C. E. A., & Cáceres, D. G. (2003). Particularidades estructurales y determinación del stress principal a partir de la información de un perfil en la parte oriental de la Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. *Minería y Geología, 1-2.*
- Cotilla, M., Franzke, H. J., Filarski, J., Portuondo, O., Filarski, M., & Álvarez, L. (1991). Mapa de alineamientos y nudos tectónicos principales de Cuba, escala 1: 1 000 000. *Geofísica 35.*
- Cotilla, M. O. R., González, E. C. C., Cañete, C. C. P., & Díaz, J. L. C. ( 2003). La red fluvial de Cuba y su interpretación. *Revista Geográfica, 134.*
- Cruz, R. T., Sánchez, J. A., Otero, R. M., & Gómez, J. E. H. (2007). Efectividad de la geomorfología aplicada en la precisión de fallas generadoras del relieve en la provincia de Pinar del Río, Cuba. *Simposio Brasileño de Sensores Remotos.*

- de Huelbes, J. A., Linares, E. C., Gil, S. G., García, D. E. D., & Peñalver, L. L. H. (2013). *Léxico Estratigráfico de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología (Ed.): Centro Nacional de Información Geológica.
- Despaigne, A. I. D., & Cáceres, D. G. (2009). Análisis estructural de la zona de Yaguanabo, macizo Escambray, Cuba Central, aplicando criterios macro y microtectónicos. *Minería y Geología*, 25.
- Despaigne, A. I. D., & Cáceres, D. G. (2009). Análisis estructural de la zona de Yaguanabo, macizo Escambray, Cuba Central, aplicando criterios macro y microtectónicos. *Minería y Geología*, 25.
- De Vicente, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- De Vicente, G., Muñoz, A., & Giner, J. L. (1992). El uso del método de los diedros rectos, implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. *Revista Sociedad Geológica de España*, 5.
- Diederix, H., Audemard, F., Alonso, J. O., & Montes, N. (2006). Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61.
- Doblas, M. (1987). Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos) 43 (1987). *Estudios geol*, 43.
- Fernández, C., Camacho, M. A. C., & García, E. N. (2011). Método  $\beta$ -stress para corregir la orientación de los ejes principales del esfuerzo determinados a partir del análisis poblacional de sistemas incompletos de fallas con simetría ortorrómbica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24.
- Galván, L., Chuy, T. J., & Vidaux, I. (2012). Theoretical considerations on geologic risk management. *Risk Assessment and Management*.
- García, C. C., González, J. M. C., Muñoz, A. M., & de Vicente, G. (1995). Determinación de los tensores de deformación y esfuerzo en caliza

mediante el estudio comparado de poblaciones de fallas y del maclado mecánico de las calcitas. *Geogaceta*, 18.

- García, J. A. P., Arango, E. D. A., Zapata, J. A. B., Oliva, R. A., Fernández, B. M., Chuy, T. J. R., & Pérez., C. R. R. (2002). *Mapa de riesgo sísmico de la ciudad de Santiago de Cuba. [Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI)]*
- Gumiel, P., Monteserín, V., Ferrero, A., Bellido, F., Baltuille, J. M., & Vivar.V. (2006). Aplicación del análisis geométrico de fracturas a la determinación de bloques en las canteras de granito de o Porriño, Pontevedra. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19.
- Haller, K.M., N., Michael, L.D., Richard (1993): *Guidelines for US database and map for the maps of major active faults, Western Hemisphere, International Litosphere Program (ILP), Project II-2, Department of Interior, US Geological Survey.*
- Hernandez J. R., D. A. Lilienberg, y R. Gonza-lez Ortiz (1986): *Regionalización morfoestructural de la Sierra Maestra y de las depre-siones circundantes. Rev. Cien. Tierra Esp.*, 12
- Hernández, J. R. S. (1989). *Geomorfología estructural del sistema montañoso de la Sierra Maestra y de las depresiones graben adyacentes. Editorial Academia, Habana.*
- Hernández, J. R. S., Díaz, J. L. D., Magaz, A. G., González, R. O., Iturralde-Vinent, M. A., & Lilienberg, D. A. (1991). *Morfotectónica de Cuba oriental. Editorial Academia, La Habana.*
- Hernández, J. R. S., Magaz, A. R. G., Ortiz, M. A. P., & Zamorano, J. J. O. (1995). Clasificación morfoestructural (tipología) y morfotectónica (regional) del relieve oriental cubano: modelo insular de transición interplacas. *Boletín Investigaciones Geofísicas*, 3.



- Herraiz, M., de Vicente, G., Giner, J. L., & González, J. M. (1998). Análisis del estado de esfuerzo tectónico reciente y actual en la península Ibérica. *Proyecto Sigma 1998*. Madrid, Consejo de Seguridad Nuclear.
- Iturralde-Vinent, M.A. 1998. Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba. *Acta Geológica Hispánica*, 33.
- Alvarez, L., Villalón, M., & Lindholm, C. (2015). Peligrosidad y riesgo sísmicos en Cuba y las regiones circundantes: CENAI, NORSAR. Disponible en <https://www.cenais.cu/sismomap/PSUHS/doc/reportePS8.pdf>.
- Kuzovkov, G.; Arseniev, Y.; Sánchez C, R. & Quesada, R. 1977: Informe sobre los resultados del levantamiento geológico a escala 1:1000 000 realizados por la brigada Sierra Maestra en la pendiente sur de la cresta del Turquino en la parte oeste de la provincia de Santiago de Cuba durante los años 1974-1977. Oficina Nacional de Recursos Minerales, MINBAS, La Habana (inédito).
- Macclay, K. R. (1987). *The mapping of geological structures*. Open University Press.
- Magaz, A. R., Díaz, J. L., & Hernández, J. R. (1997). Elementos geomorfológicos básicos para el análisis y determinación de zonas de fallamiento activo en las condiciones de Cuba. *Boletín Investigaciones Geofísicas*, 35.
- Magaz, A. R. C., Díaz, J. L., & Hernández, J. R. S. (1997). Elementos geomorfológicos básicos para el análisis y determinación de zonas de fallamiento activo en las condiciones de Cuba. *Investigaciones Geofísicas Boletín*, 35.
- Magaz, A. R. G., Díaz., J. L. D., & Hernández, J. R. S. (2001). Fallas activas del mundo: contribución cubana. *IV Congreso de Geología y Minería*. Sociedad Cubana de Geología, La Habana, CD-Rom.
- Marqués, M. E. T. (1999). Caracterización de la geodinámica reciente de Cuba oriental según los datos de la nivelación reiterada. Informe técnico.

- Martínez, J. R. C. (2003). *Geología estructural y dinámica global*. Departamento de geología univesidad de Salamanca. Disponible en [https://www.u-cursos.cl/usuario/88e17214fbd3bc896935dca577cbaec1/mi\\_blog/r/Geologia\\_Estructural.\\_Unv\\_Salamanca\\_2003.pdf](https://www.u-cursos.cl/usuario/88e17214fbd3bc896935dca577cbaec1/mi_blog/r/Geologia_Estructural._Unv_Salamanca_2003.pdf).
- Medina, A. B., Ramirez, M. A., & Escobar, E. P. (1999). Reconocimiento geologo-geofisico de la cuenca de Santiago de Cuba con fines de riesgo sismico. Santiago de Cuba: Empresa Geominera de Oriente.
- Moreno, Y. C., Ricardo, A. L., & Figueroa, Y. G. (2018). Cartografía del mapa geomorfológico de la República de Cuba a escala 1:100000. *X Congreso Internacional de Geomática*. Disponible en [www.informaticahabana.cu/sites/default/files/ponencias2018/GEO121.pdf](http://www.informaticahabana.cu/sites/default/files/ponencias2018/GEO121.pdf)
- Muñoz, A. M., & de Vicente, G. M. (2006). Análisis del estado de esfuerzo en la corteza. Universidad Complutense de Madrid. Disponible en [https://www.researchgate.net/publication/39159715\\_Analisis\\_del\\_estado\\_de\\_esfuerzos\\_en\\_la\\_corteza](https://www.researchgate.net/publication/39159715_Analisis_del_estado_de_esfuerzos_en_la_corteza).
- Muñoz, A. M., & De Vicente, G. (2010). Análisis de esfuerzos tectónicos, fallas y sismos. *Reduca (Geología). Serie Tectónica, 2 (6): 1-91*.
- Nagy, E., K. Brezsnyszky, A. Brito, y D. Cou-tin (1976): Texto eAf'licativo del mapa geo-logico de Oriente a escala 1:250 000 de la brigada hlingarocubana. Inst. Geol. Paleon-tol., Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.
- Nagy, E. (1983), "Ensayo de las zonas estructuro-faciales de Cuba Oriental". en *Contribución a la Geología de Cuba Oriental*. Ed. Cientifico-Técnica, La Habana, Cuba.
- Niemeyer, H. R. (1999). *Apuntes de geología estructural*. Antofagasta, editorial Ril Editores.
- Nuñez, K. E. C. (2000). Geology and Structural Characteristics of the San Antonio del Sur Area, Cuba, Using Data Integration Techniques. *Tesis de maestría 2000*.

- Oliva, G. (1992). Atlas nacional de Cuba. *Instituto de Geografía*.
- Ordaz, A., Estévez, E., Hernández, J. R., & Chuy, T. J. (2014). Modelación de los parámetros geotécnicos como contribución a la zonación sísmica local: ciudad de San Cristóbal, Cuba. *Minería y Geología*, 30.
- Ordaz, A. H. (2013). Metodología para la evaluación morfotectónica y del efecto de sitio como sustento de la peligrosidad sísmica a escala local. Caso de estudio ciudad de San Cristóbal, Cuba occidental. *Tesis de doctorado, Universidad de Pinar del Río*.
- Pérez, C., García, D., & Cañete, C. (1994). Tectónica de la Sierra Maestra y áreas adyacentes. *Informe IGP*.
- Pérez, C. M. P., Graniczny, M., & Kowalsk, Z. (2001). Interpretación tectónica de imágenes espaciales de Cuba oriental. *IV Congreso de Geología y Minería*. Sociedad Cubana de Geología, La Habana, CD-Rom.
- Pegoraro, O. (1972). *Application de la microtectonique d un étude de neotectonique*. Le golfo Maliaque (Grece centrale). These Illeme cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 pp
- Perucca, L. P., Pérez, A. M., Moreiras, S. M., & Bracco, A. (2008). Análisis del campo de esfuerzos en una secuencia lacustre de precordillera oriental, San Juan-Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63.
- Priego, A., Bocco, G., Mendoza, M., & Garrido, A. (2008). Propuesta para la generación semiautomatizada de unidades de paisajes fundamentos y métodos. *Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (Semarnat)*
- Quintero, O. L. (2002). Análisis estructural de fallas potencialmente activas. *Boletín de las sociedad geológica mexicana*, 55.
- Reches, Z. (1987). Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics* 7.
- Reyes, C. I. P. (2002). *Peligro geológico por deslizamientos en la ciudad de Santiago de Cuba y sus alrededores*. Escala 1:25 000. Tesis de Maestría. Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa.

- Ríos, Y. M., & Vega, N. G. (2015). Propuesta de las principales fallas sismogeneradoras de Cuba Oriental. VI Convención de Ciencias de la Tierra.
- Rodríguez, A. 2000: Manual de Geomorfología. Ministerios de Educación Superior. Cuba
- Rodríguez, A. I. (2001). Geomorfología de la región de Moa. *IV Congreso de Geología y Minería*. Sociedad Cubana de Geología, La Habana, CD-Rom.
- Rodríguez, A. I., & Blanco, J. M. (2001). Fallas de deslizamiento por el rumbo en la región de Moa. *Minería y Geología*, 18.
- Rodríguez, M. A. P., & De Vicente, G. (2001a). Análisis de la fracturación en materiales recientes (Mioceno superior Cuaternario) en el prebético externo de Albacete. *Boletín Geológico y Minero*, 112.
- Rodríguez, M. A. P., & De Vicente, G. (2001b). Estado de esfuerzos actual en la Cordillera Bética Oriental. *Boletín Geológico y Minero*, 112.
- Rodríguez, M. A. P., de Vicente, G., & González, M. C. (1994). Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona del alto Tajo (Guadalajara). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*, 19.
- Rojas, Y. A., Neubauer, F., Handler, R., García, D. E. D., & Delgado, R. D. (2001). Las deformaciones ocurridas en la pendiente sur de las montañas de la Sierra Maestra, evolución tectónica de la falla transformante Oriente. *Congreso de Geología y Minería-Geología Regional*. Sociedad Cubana de Geología, La Habana, CD-Rom.
- Rojas, Y. A., Neubauer, F., Handler, R., García, D. E. D., & Delgado, R. D. (2008). Tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, SE Cuba, during Tertiary times. From arc-continent collision to transform motion. *Journal of South American Earth Sciences*, 26.
- Rosabal, S. Y. D., García, J. D., Palau, R., Collantes, A., Vives, J., & Del Pino, J. R. B. (2006). Estudio de los efectos de los movimientos tectónicos en la

dinámica de la bahía de Santiago de Cuba través de técnicas GPS. *Revista Internacional Ciencias de la Tierra. Mapping Interactivo*.

Rosabal, S. Y. D., Rodríguez, A. I., & Zapata-Balanqué, J. A. (2016). Esquemmatización morfotectónica del sector Guamá, Santiago de Cuba. *Minería y Geología*, 32.

Boletines del Servicio Sismológico Nacional, 2018.

Symithe, S., Calais, E., de Chabaliér, J. B., Robertson, R., & Higgin, M. (2015). Current blockmotions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 10.

Toro, R. A., & Osorio, J. A. (2005). Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para el segmento norte de los Andes calculados a partir de mecanismos focales de sismos mayores. *Boletín de Geología* 27.

Van Zuidam, R., F. I. (1986), Aerial Photo interpretation in terrain analysis and geomorphological mapping. Smits Publishers.

Zamorano, J. J. O., Ortiz, M. A., Ramírez, M. T. H., & Hernández, J. R. S. (2000). Meseta de Boniato y graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural. *Investigaciones Gecgráficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 41.

Anexo 1

Tabla 3. Datos estructurales transformados en radianes, tomados durante el recorrido geológico 1 y resultado del análisis de los parámetros del modelo de deslizamiento.

Buzamiento (B)	Cabeceo de la estría (C)	Sin <sup>2</sup> B	Cos 2 B	Cos 2 C	Cos <sup>2</sup> C	P	φ	K'	Cos <sup>2</sup> B	Tan <sup>2</sup> B	$\frac{(K'+1)}{(-\tan^2 B)}$	S (falla normal)	S (falla inversa)	D	Dey +	Tipo de falla	Dey -	Valores de Dey - azimut igual 180 grados
1,36	0,82	0,96	-0,91355	-0,06976	0,47	0,45	37,50	0,80	0,04	22,13	-0,08	0,07	89,96	80,00	169,96	NF	350,04	170,04
1,13	0,40	0,82	-0,64279	0,694658	0,85	0,70	-5,53	2,29	0,18	4,60	-0,72	1,04		82,00	171,48	RT		
1,19	1,19	0,86	-0,71934	-0,71934	0,14	0,12	39,22	0,14	0,14	6,13	-0,19	0,04	89,98	73,00	162,98	NF	343,02	163,02
1,36	0,82	0,96	-0,91355	-0,06976	0,47	0,45	37,50	0,80	0,04	22,13	-0,08	0,07	89,96	88,00	177,96	NF	358,04	178,04
1,45	0,45	0,99	-0,9703	0,615661	0,81	0,80	22,24	3,90	0,01	66,33	-0,07	0,12	89,94	80,00	169,94	NF	350,06	170,06
1,43	1,08	0,98	-0,96126	-0,55919	0,22	0,22	54,41	0,28	0,02	50,63	-0,03	0,01	89,99	78,00	167,99	NF	348,01	168,01
1,10	1,08	0,79	-0,58779	-0,55919	0,22	0,17	26,84	0,21	0,21	3,85	-0,31	0,11	89,94	62,00	151,94	NF	332,06	152,06
0,91	0,79	0,62	-0,24192	0	0,50	0,31	-4,73	0,45	0,38	1,64	-0,89	0,56			89,72	RT		
0,96	0,75	0,67	-0,34202	0,069756	0,53	0,36	-1,21	0,56	0,33	2,04	-0,76	0,56			89,72	RA		
1,26	0,38	0,90	-0,80902	0,71934	0,86	0,78	3,82	3,50	0,10	9,47	-0,47	0,76	89,62	82,00	171,62	NF	352,38	172,38
0,91	0,44	0,62	-0,24192	0,642788	0,82	0,51	-22,22	1,04	0,38	1,64	-1,25	1,38	89,31	70,00	159,31	NF	340,69	160,69
1,01	0,21	0,72	-0,43837	0,913545	0,96	0,69	-25,89	2,21	0,28	2,56	-1,25	2,08			88,96	RT		
1,19	0,61	0,86	-0,71934	0,34202	0,67	0,58	12,59	1,36	0,14	6,13	-0,39	0,45			89,78	RT		
0,94	0,24	0,65	-0,30902	0,882948	0,94	0,62	-28,88	1,61	0,35	1,89	-1,38	2,02			88,99	RT		
0,94	0,80	0,65	-0,30902	-0,0349	0,48	0,32	-0,47	0,46	0,35	1,89	-0,77	0,49			89,75	RT		
0,73	0,73	0,45	0,104528	0,104528	0,55	0,25	-23,74	0,33	0,55	0,81	-1,64	0,83			89,58	RT		

Nota: P: elipsoides de tipo direccional, φ: ángulo de rozamiento interno en el momento del movimiento, K': deformación, S: ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios, D: sentido de buzamiento, Dey: dirección del máximo acortamiento horizontal.

Anexo 2

Tabla 4. Datos estructurales transformados en radianes, tomados durante el recorrido geológico 2 y resultado del análisis de los parámetros del modelo de deslizamiento.

Buzamiento (B)	Cabeceo de la estría (C)	Sin <sup>2</sup> B	Cos 2 B	Cos 2 C	Cos <sup>2</sup> C	P	∅	K'	Cos <sup>2</sup> B	Tan <sup>2</sup> B	$\frac{(k'+1)}{(-\tan^2 B)}$	S (falla normal)	S (falla inversa)	Dey +	Tipo de falla	Dey -	Valores de Dey - azimuth igual 180 grados	Valores de Dey + azimuth igual 180 grados
1,12	0,94	0,81	-0,616	-0,309	0,35	0,28	0,40	0,39	0,19	4,20	-0,33		-38,54		RT			
1,22	0,87	0,88	-0,766	-0,174	0,41	0,36	29,68	0,57	0,12	7,55	-0,21		-24,08		RT			
1,19	0,87	0,86	-0,719	-0,174	0,41	0,36	26,59	0,55	0,14	6,13	-0,25		-29,33		RT			
1,33	0,80	0,94	-0,883	-0,035	0,48	0,45	34,36	0,83	0,06	16,09	-0,11		-13,08		RT			
1,29	0,87	0,92	-0,848	-0,174	0,41	0,38	35,35	0,62	0,08	12,16	-0,13		-15,29		RT			
1,29	0,42	0,92	-0,848	0,6691	0,83	0,77	9,22	3,37	0,08	12,16	-0,36		-42,11		RT			
1,29	0,59	0,92	-0,848	0,3746	0,69	0,64	20,35	1,74	0,08	12,16	-0,23		-26,04		RT			
1,12	0,24	0,81	-0,616	0,8829	0,94	0,76	-17,02	3,18	0,19	4,20	-0,99		-166,89	243,44	NF	247	23	27
1,33	0,35	0,94	-0,883	0,766	0,88	0,83	7,20	4,93	0,06	16,09	-0,37		-43,26		RT			
1,22	0,38	0,88	-0,766	0,7193	0,86	0,76	0,81	3,15	0,12	7,55	-0,55		-66,72		RT			
1,36	0,59	0,96	-0,914	0,3746	0,69	0,66	25,34	1,92	0,04	22,13	-0,13		-15,16		RT			
1,12	0,52	0,81	-0,616	0,5	0,75	0,61	0,89	1,54	0,19	4,20	-0,60		-74,25		RT			
1,36	0,31	0,96	-0,914	0,809	0,90	0,87	7,52	6,43	0,04	22,13	-0,34		-39,23		RT			

Nota: P: elipsoides de tipo direccional, ∅: ángulo de rozamiento interno en el momento del movimiento, K': deformación, S: ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios, D: sentido de buzamiento, Dey: dirección del máximo acortamiento horizontal.