

# Application of gravity and airborne magnetics to structural-magnetic mapping of the metamorphic massive Isla de la Juventud

Manuel Enrique Pardo-Echarte

*Centro de Investigaciones del Petróleo (Ceinpet), La Habana, Cuba. [pardo@ceinpet.cupet.cu](mailto:pardo@ceinpet.cupet.cu)*

Received: Juli 18th, 2014. Received in revised form: May 11th, 2015. Accepted: June 15th, 2015.

## Abstract

In an attempt to contribute to the structural mapping of metamorphic massif Isla de la Juventud, with emphasis to acidic magmatism, gravitational-magnetometer data of the territory by means the processing technology Oasis Montaj are used. According to their findings, the presumed postmetamorphic granitic bodies of low density and magnetic susceptibility are located mainly in the central and southwestern part of the massif. On the flanks of Antiform Río Los Indios are mapped rocks of the high part of Cañada Formation, also with low density. The granitic bodies apparently were introduced through the system of longitudinal (synmetamorphic) and transverse (postmetamorphic) faults at the end of the multifolding and metamorphism process of the sequences of the massif, taking a dominant role the zones of longitudinal deep fractures of sublatitudinal direction in the central and southern part of the massif. Late regional dome structure is understand now within the meaning of morfoanticlinal uprising in the region, resulting from the exhumation of metamorphic massif. Does this mean that cracking generated during the evolution of this structure is not affected by acidic magmatism and in consequence for its specific metallogeny of rare and precious metals.

*Keywords:* metamorphic massifs; structural mapping; acidic magmatism; gravitational-magnetometer data.

# Aplicación de la gravi-magnetometría para la cartografía estructuro-magnética del macizo metamórfico Isla de la Juventud

## Resumen

En un intento por contribuir a la cartografía estructural del macizo metamórfico Isla de la Juventud, con énfasis en el magmatismo ácido, se utilizan los datos gravi-magnetométricos del territorio por medio de la tecnología de procesamiento Oasis Montaj. Según los resultados obtenidos, los presumibles cuerpos graníticos postmetamórficos de baja densidad y susceptibilidad magnética se localizan, fundamentalmente, en la parte central y suroccidental del macizo. En los flancos de la Antiforma Río Los Indios, se cartografían las rocas de la parte alta de la Formación Cañada, también de baja densidad. Los cuerpos graníticos, al parecer, se introdujeron a través del sistema de fallas longitudinales (sinmetamórficas) y transversales (postmetamórficas) al término del proceso de miplelegamiento y metamorfismo de las secuencias del macizo, teniendo un papel predominante las zonas de fracturas profundas longitudinales de dirección sublatitudinal, en la parte central y meridional del macizo. La estructura dómico regional tardía, se entiende ahora en el sentido del levantamiento morfoanticlinal de la región, resultado de la exhumación del macizo metamórfico. Quiere esto decir, que el agrietamiento generado durante la evolución de esta estructura no está afectado por el magmatismo ácido y en consecuencia por su metalogenia específica de metales raros y preciosos.

*Palabras Claves:* macizos metamórficos; cartografía estructural; magmatismo ácido; datos gravi-magnetométricos.

## 1. Introducción

Un rasgo particular de la geología de Cuba es la presencia de diferentes macizos relacionados con formaciones siálicas continentales donde se observa un diferente grado de deformación y metamorfismo. Sus interrelaciones con otros complejos estructuro- formacionales del archipiélago

cubano, permiten considerarlos como bloques de desarrollo independiente. Los mismos se distribuyen en la parte sur del archipiélago cubano (Isla de la Juventud y Escambray) y en sus extremos oeste (Guaniguanico) y este (La Asunción) (Fig. 1).

En el caso particular del macizo Isla de la Juventud, un rasgo distintivo que contribuye a acentuar el carácter

independiente de su desarrollo geológico lo constituye su metalogena endógena, con la presencia de una asociación geoquímica característica de una corteza madura, típica de un contexto tectónico de colisión con engrosamiento cortical (Fig. 1).

Las particularidades geomorfológicas, geológicas y metalogénicas de este macizo condujeron a diversos investigadores, desde hace mucho tiempo (Rutten, 1934; Monzón y Santos, 1952; Kuman y Gavilán, 1965; Lisitsin, 1970; Garapko y otros, 1974; Ananin y otros, 1976; Liubi y otros, 1984; etc), a considerar un origen batolítico para explicar la evolución geológica de esta región, caracterizada por: la forma isométrica de su bloque septentrional, su morfología en forma de cúpula (estructura dómico regional tardía), el afloramiento de rocas ígneas ácidas y las manifestaciones pneumatolítico-hidrotermales con una mineralización característica. No obstante, existe una serie de hechos que no son explicados por el modelo batolítico: los depósitos minerales no están asociados con los granitoides, sino con cuerpos subvolcánicos filonianos de riodacitas, dacitas, andesito-dacitas, lamprófidos y pórfidos graníticos; la escala de la mineralización, en comparación con otras regiones granito-metalíferas, es significativamente más pequeña y tiene un carácter disperso y; la mineralización no tiene un vínculo espacial con el mínimo gravimétrico regional sino más bien, fundamentalmente, con la Antiforma Río Los Indios, en sus cierres periclinales, caracterizada por rocas con un grado metamórfico bajo (Facies Esquistos Verdes).

Ciertas particularidades geológicas de otras regiones granito-metalíferas se reconocen en el macizo Isla de la Juventud:

- Según Rundkvist (1971), para estas regiones, los depósitos metalíferos están representados, más

frecuentemente, por sistemas sencillos de filones controlados por dislocaciones lineales con carácter de falla o por un sistema regular de grietas; se localizan predominantemente en los flancos de las estructuras plegadas positivas, en rocas de bajo grado de metamorfismo (no mayor que la Facies Esquistos Verdes); siendo la mineralización variada, con un papel importante de los sulfuros.

En un intento por contribuir con nuevos resultados a la cartografía estructural del macizo metamórfico Isla de la Juventud, con énfasis en el magmatismo ácido, se utilizan los datos gravi-magnetométricos del territorio por medio de la tecnología de procesamiento Oasis Montaj (versión 7.1).

## 2. Materiales y Métodos

### 2.1. Síntesis Geológica del Macizo Isla de la Juventud

#### 2.1.1. Estratigrafía

Según Millán (1981) el macizo de la Isla de la Juventud está integrado por un complejo litológico terrígeno-carbonático de edad esencialmente jurásica y depositado en condiciones restringidas, metamorfizado y multiplegado a fines del Jurásico o en el Cretácico. Se establecen tres formaciones litoestratigráficas: La Formación Cañada, la Formación Agua Santa y el Grupo Gerona (Millán, 1987).

La Formación Cañada (Millán, 1981, 1997) ocupa los niveles inferiores de la columna litológico-estructural del macizo, constituyendo la mayor parte de los afloramientos de la Antiforma Río Los Indios y el núcleo de la Antiforma Guayabo. Consiste en una sucesión de esquistos metaterrígenos, principalmente metapelíticos, bien estratificados, cuyo protolito es similar a la Formación San Cayetano de la Cordillera de Guaniguanico.

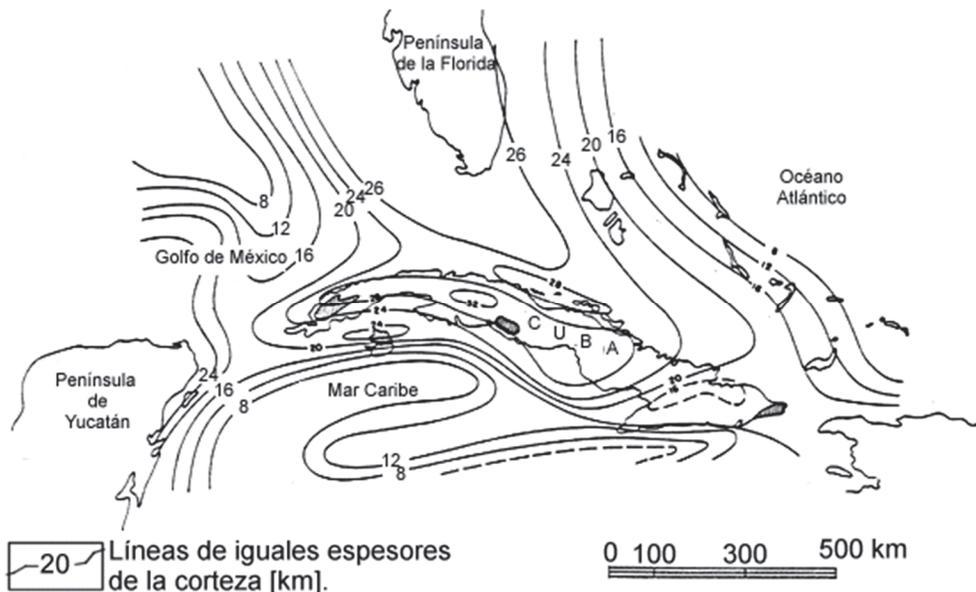


Figura 1. Esquema del espesor de la corteza consolidada en el área de Cuba y mares adyacentes. Distribución actual de los afloramientos del complejo Carbonático-Terrígeno Mesozoico (sombreado) a escala 1:10 000 000

Fuente: Tomada de Bello, V. y Pardo, M., 1985.

La Formación Agua Santa (Millán, 1981, 1997) parece sobreyacer estratigráficamente a la anterior y ocupa un nivel estructural más elevado. Esta consiste de una sucesión de esquistos metaterígenos, principalmente metapelíticos, con intercalaciones de mármoles, mármoles silicáticos y rocas calcosilicatadas. En las porciones superiores de su corte litológico-estructural aumenta el papel de los metacarbonatos, destacándose a veces un equilibrio entre estos y los metaterígenos (Babushkin et al., 1990). Los esquistos cuaríferos son escasos. En ocasiones aparecen intercalaciones de cuarcita metasilicítica que alcanzan varios metros de potencia.

El Grupo Gerona (Millán, 1987, 1997) se trata de una secuencia de mármoles cuyos afloramientos son escasos, constituyendo principalmente elevaciones topográficas en las sinformas Nueva Gerona y San Juan. De acuerdo con Babushkin et al., (1990), estos presentan características litológicas diferentes en ambas sinformas. Los expuestos en la Sinforma San Juan son generalmente más silicáticos y son abundantes las rocas calcosilicatadas, además de destacarse aquí la secuencia que constituye a las anfibolitas Daguilla. De aquí que puedan tratarse de secuencias distintas o que formen diferentes secciones de una misma secuencia. En la Sinforma Nueva Gerona estos mármoles constituyen principalmente una sucesión de cuatro formaciones cuyas relaciones estratigráficas son claras. Estas son en un orden estratigráfico ascendente: Playa Bibijagua, Colombo, Sierra Chiquita y Sierra de Caballos. El protolito de esta secuencia debe ser, en gran parte, un equivalente de las calizas del Jurásico Superior de la Cordillera de Guaniguanico.

El Sistema Cretácico está representado en el extremo noroccidental del macizo, en la zona de la depresión grabenoide de Sabana Grande, formado por secuencias andesitobasálticas que yacen tectónicamente (Millán y Somin, 1979; Millán, 1997) sobre el complejo metamórfico. Según estos autores, además de esta secuencia, se destacan en esta zona cuerpos de anfibolitas esquistosas hornblendo-andesínicas, cuarzdioritas y harzburgitas serpentinizadas, todo lo cual permiten comparar por su composición y distribución espacial las rocas de este complejo con las de la zona Zaza en Cuba Central (consistente en un conjunto de secuencias vulcanógeno – sedimentarias de arco volcánico insular, con distinto grado de desarrollo (de toleítico a calcoalcalino). Aunque estas secuencias no aparecen afectadas por un metamorfismo regional, fueron sometidas a alteraciones hidrotermales y metasomáticas a veces intensas.

Los sedimentos del Sistema Cuaternario (Garapko y otros, 1974) se han desarrollado prácticamente en todo el territorio de la isla y están representados por una amplia gama de tipos genéticos: terrazas marítimas; eluvio-deluviales de manto; aluviales; deluvio-proluviales; de pantano y eólicos. Debe destacarse además el desarrollo de una potente y variable corteza de intemperismo, la cual alcanza en algunos sectores hasta cientos de metros de espesor (Babushkin, V., y otros, 1990).

### 2.1.2. Magmatismo

Los afloramientos de las formaciones magmáticas de la Isla de la Juventud son muy escasos. Se han reportado la presencia

de diques de composición ácida (postmetamórficos), cuerpos de granitos, cuarzo-dioritas, así como de algunas rocas básicas y ultramáficas premetamórficas. Con relación a las últimas se conoce de un afloramiento de serpentinita antigorítica (actualmente bajo las aguas de la presa Vietnam Heroico) descrito por Rutten (1934) en las proximidades del poblado La Fe. Como posible representante de las rocas básicas metamorfizadas (Rutten, 1934; Eguipko y otros, 1975; Millán, 1981) se tiene las anfibolitas de Loma Daguilla. Las rocas de composición media (no metamorfizadas) se reportan en la zona de Sabana Grande (Garapko y otros, 1974), representadas principalmente por cuarzo-dioritas, parecidas por su composición a las variedades efusivas del Cretácico, y que son similares (por su composición) a los granitoides que intruyen a las vulcanitas cretácicas en otras partes de Cuba. Las secuencias vulcanógeno - sedimentarias de Sabana Grande y el magmatismo en ellas presente, pertenecen al arco volcánico insular cretácico (o arcos, según la opinión que tenga el autor) de Cuba (o de las Antillas Mayores), una unidad distinta e independiente del macizo metamórfico Isla de la Juventud.

Las formaciones intrusivas ácidas hipoabisales (Tijomirov, 1967; Garapko y otros, 1974; Buguelskiy y otros, 1985) están relacionados a un magmatismo del Paleógeno (60-68 Ma, según una muestra tomada en un cuerpo subvolcánico del depósito de wolframio Lela, reportado por Buguelskiy y otros, 1985). Por su composición, entre los granitoides se destacan (Garapko y otros, 1974; Babushkin y otros, 1990), granodioritas, plagiogranitos, granitos y sus derivados de veta, representados por pórfidos andesito-dacíticos, riolitas y sus correspondientes formas derivadas, pórfidos cuarzosos y pegmatitas. Los granitos, desarrollados en la región noroeste de la isla, en opinión de Eguipko y otros (1975) y Millán (1981, 1997) son sinmetamórficos, anatéticos e isofaciales con los esquistos cristalinos y gneis que los encajan, considerándose, en consecuencia, como pocos perspectivas para la mineralización endógena. Los pórfidos andesito-dacíticos y plagiograníticos postmetamórficos han sido reportados en Lela, Sigüanea (Page y Mc Allister, 1944) y en Delita (Ananin y otros, 1976), siendo manifiesto el carácter radioactivo de los mismos (Pardo, 1982; Liubi y otros, 1984) con una naturaleza (torio)-uranífera-potásica. Los representantes de vetas pegmatíticas se conocen en Lela, Sigüanea (Page y Mc Allister, 1944), Cuchilla Alta (Chernov, 1968), Delita y Cerro Cristal (Ananin y otros, 1976). Diques de lamprófidos han sido reportados en el área del depósito Delita (Ananin y otros, 1976).

En Millán (1997), se plantea que el macizo Isla de la Juventud fue objeto de un proceso de reactivación tectono-magmática superpuesto al cuadro de metamorfismo regional, escamamiento y plegamiento de sus secuencias. Se plantea que este proceso comenzó, probablemente, desde la parte alta del Cretácico Superior prolongándose hasta la base del Paleógeno. La datación K-Ar de 60-68 Ma de una muestra tomada en un cuerpo subvolcánico del depósito de wolframio Lela (Buguelskiy y otros, 1985) refleja, según este autor, la edad aproximada de este proceso superpuesto. La reactivación se acompañó por un intenso agrietamiento y fracturación de las

metamorfitas, un magmatismo subvolcánico, principalmente ácido, alteraciones hidrotermales y metasomáticas, la inyección de venillas de cuarzo y una mineralización endógena específica. En opinión de Millán (1997), una corteza continental engrosada genera una importante cantidad de calor debido, en gran parte, a su mayor contenido de elementos radioactivos, lo cual eleva el gradiente geotérmico. Este factor pudo haber sido la causa de la reactivación tectono-magmática postmetamórfica que caracterizó al macizo Isla de la Juventud.

### 2.1.3. Estructura

De acuerdo con Millán (1981,1997) la estructura interna del macizo de la Isla de la Juventud es complicada. Sus secuencias metamórficas aparecen multiplegadas por mesopliegues de hasta 4 o 5 etapas superpuestas una sobre otra, principalmente relacionadas con el propio proceso metamórfico. Se destacan cuatro estructuras mayores postesquistosas, separadas por fallas, que subdividen al macizo. Estas son las antiformas Río Los Indios y Guayabo y las sinformas Nueva Gerona y San Juan. Además se tiene a la depresión grabenoide Sabana Grande de carácter más tardío. Todas estas estructuras afloran de manera incompleta, apareciendo interrumpidas por la costa o cubiertas por sedimentos plioceno-cuaternarios. Sus contactos mutuos siempre son tectónicos (Fig.2).

Durante y con posterioridad al metamorfismo, los mesopliegues y las estructuras mayores, el macizo fue dislocado por fallas y grietas. Primeramente tuvieron lugar las fallas longitudinales (sinmetamórficas), de grandes desplazamientos y rumbo, fundamentalmente sublatitudinal y NW, que separaron a las diferentes estructuras mayores, a las distintas cuñas tectónicas dentro de una misma estructura, y a las zonas metamórficas que contactan abruptamente entre sí. Posteriormente ocurrieron las rupturas transversales (postmetamórficas), de rumbo NE o E-NE y raras veces NW y N-NW, como regla, de poco desplazamiento, pareciendo en ocasiones simples grietas tectónicas. Este último sistema está relacionado con un intenso agrietamiento de las rocas en gran parte de los afloramientos del macizo. Frecuentes venas de cuarzo lechoso y, en raras ocasiones, diques de porfiritas ácidas, sellan estas fallas y grietas. Los depósitos metalíferos de Lela y Delita están controlados por este sistema transversal. La depresión grabenoide Sabana Grande parece estar delimitada y controlada también por el mismo sistema de fallas.

### 2.1.4. Metamorfismo

Según Millán (1981, 1997) el macizo Isla de la Juventud se caracteriza por un metamorfismo regional progresivo del tipo de presión media o relación normal Temperatura/ Presión, con una zonación bien manifiesta (Fig. 3). Un metamorfismo regresivo posterior se expresa en diferentes sectores, acompañado de plegamientos, esquistosidad y una reelaboración a veces intensa de las metamorfitas; su edad probable es cercana a los 70-78 Ma.

El esquema de zonación metamórfica corrobora su carácter general de tipo invertido con respecto a la columna litólogo-estructural del macizo: La zona con menor grado metamórfico coincide con la parte inferior de la Formación Cañada y el núcleo de la Antiforma Río Los Indios, mientras que las zonas con mayor grado metamórfico corresponden con las estructuras negativas del macizo (sinformas Nueva Gerona y San Juan), donde se exponen la Formación Agua Santa y el Grupo Gerona. Según Millán (1997), el metamorfismo progresivo de tipo invertido es característico para las regiones de convergencia de dos placas litosféricas (Peacock, 1989, 1992). En la Isla de la Juventud el carácter invertido del metamorfismo progresivo se relacionó, probablemente, por la colisión entre la corteza continental de un margen continental y la región frontal del arco volcánico cretácico.

En el esquema de zonación metamórfica, la Zona 6 está caracterizada por un típico metamorfismo catazonal, que corresponde con el mayor grado de la facies anfibolítica, donde aparecen gneises y migmatitas con leucosomas de composición granítica. La aparición de pequeños cuerpos de granito dentro de los límites de esta zona o en sus inmediaciones, es una evidencia de que ocurrió anatexis en las condiciones del mayor grado metamórfico del macizo.

### 2.1.5. Mineralización Endógena

Diferentes investigadores (Kuman y Gavilán, 1965; Garapko y otros, 1974; Sánchez y otros, 1984) coinciden en considerar para la región de la Antiforma Río Los Indios una génesis semejante de las menas y un control manifiesto de la mineralización: magmático, estructuro-tectónico y litoestratigráfico. En el depósito de wolframio Lela (Page y Mc Allister, 1944) la mineralización ferberítica se vincula genética y espacialmente con los diques de pórfidos andesito-dacíticos, riolitas y sus correspondientes formas derivadas, siendo típica de la mineralización pneumatólitico-hidrotermal e hidrotermal de temperaturas altas. Una mineralización sulfurosa de As-Cu de temperatura media se destaca en el flanco NE del depósito, mientras que en su flanco SO se presenta una mineralización vetítico-diseminada de Molibdeno, dentro de brechas magmáticas silicificadas. En el depósito aurífero Delita (Ananin y otros, 1976), donde también están presentes un dique andesito-dacítico y diques de lamprófidos, para la mineralización se determina una sobreposición de la formación piritro-arsenopirítica-aurowolfrámica de temperatura media y la auroantimónica con sulfosales de plomo de baja temperatura. En este depósito se manifiesta también una zonalidad vertical: el contenido de wolframio aumenta en los horizontes más profundos y una mineralización rica en antimonio se destaca en los flancos de los cuerpos auríferos. Las manifestaciones de metales preciosos y raros se conocen también en otros sectores del macizo fuera de los límites de la Antiforma Río Los Indios pero son menos significativas y tienen un carácter disperso.

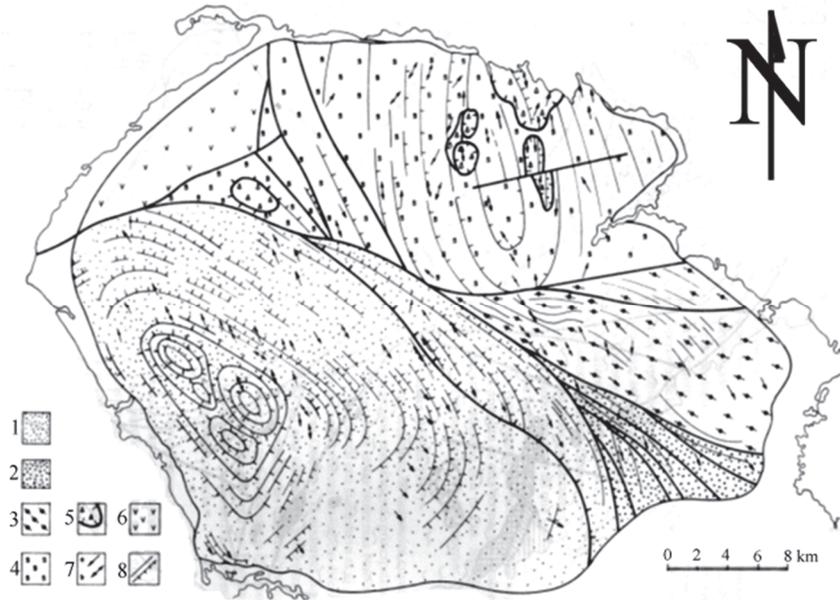


Figura 2. Esquema Tectónico del Macizo Isla de la Juventud, (1) Antiforma Río Los Indios (nótese las figuras de interferencia en forma de domos, con buzamientos suaves de la esquistosidad, destacadas por M. Pardo en el núcleo de la estructura; (2) Sinforma San Juan; (3) Antiforma Guayabo; (4) Sinforma Nueva Gerona; (5) Escamas tectónicas de mármoles del Grupo Gerona; (6) Depresión grabenoide Sabana Grande; (7) Lineaciones tectónicas  $L_1$ ; (8) Tendencias generalizadas de la esquistosidad metamórfica (principalmente  $S_1$ ). Fuente: tomada de Millán 1997.

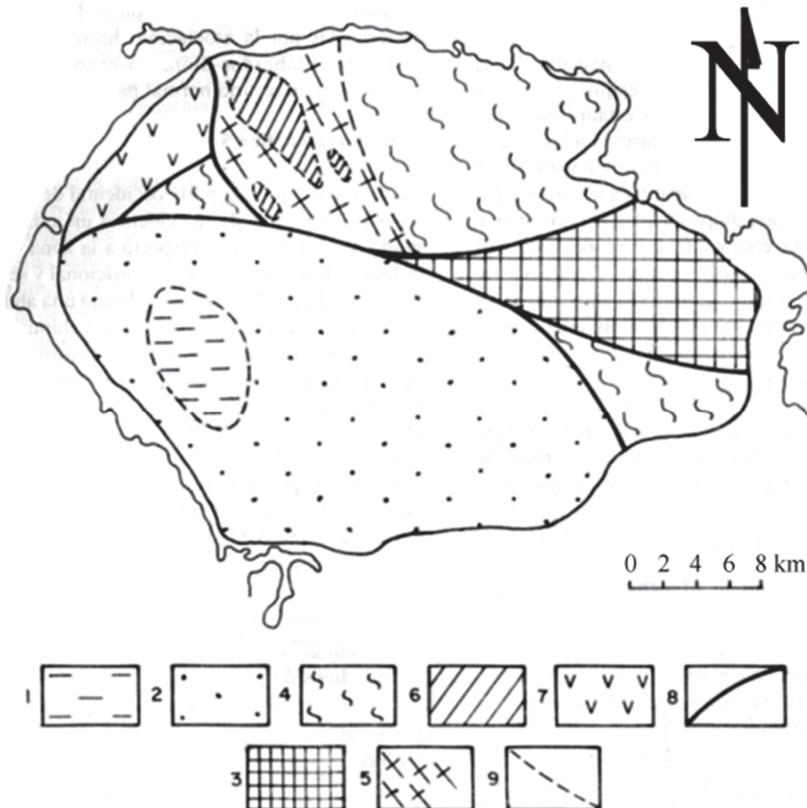


Figura 3. Esquema de la Zonación Metamórfica del Macizo Isla de la Juventud, (1) Zona 1; (2) Zona 2; (3) Zona 3; (4) Zona 4; (5) Zona 5; (6) Zona 6; (7) Vulcanitas cretácicas; (8) Límites tectónicos; (9) Límites graduales condicionales. Fuente: tomada de Millán 1997.

Tabla 1.  
Caracterización petrofísica del macizo Isla de la Juventud.

| Denominación                        | Valor medio de la densidad [t/m <sup>3</sup> ] | Límites de la Susceptibilidad Magnética [10 <sup>-5</sup> SI] |
|-------------------------------------|--|---|
| Formación Cañada (Miembro Victoria) | 2.72   | <4-225  |
| Formación Cañada (Miembro Loma)     | 2.69   | <7-25   |
| Formación Cañada (Miembro Cisterna) | 2.65   | <3-22   |
| Formación Cañada (Miembro Ceiba)    | 2.70   | <10-320   |
| Formación Agua Santa                | 2.74   | <8-225  |
| Formación Gerona                    | 2.73   | <2-225  |
| Formación Sabana Grande             | 2.81   | 45-2250   |
| Plagiogranitos                      | 2.61   | <2-20   |
| Pórfidos riolíticos y sus derivados | 2.47   | <2-25   |

Fuente El autor

## 2.2. Antecedentes

Una caracterización petrofísica del territorio se ofrece a continuación en la Tabla 1, basada en los datos de Pardo, 1986 y Babushkin y otros, 1990.

Como se observa de la tabla anterior, solo las rocas magmáticas ácidas (plagiogranitos y pórfidos), el Miembro Cisterna (parte alta de la Formación Cañada) y las vulcanitas cretácicas (Formación Sabana Grande) resultan contrastantes por su densidad (aproximadamente en -0.1 t/m<sup>3</sup>, -0.06 t/m<sup>3</sup> y 0.1 t/m<sup>3</sup>, respectivamente), considerando una densidad media de 2.71 t/m<sup>3</sup> para las secuencias del macizo. Por su susceptibilidad magnética solo las vulcanitas cretácicas contrastan con las demás secuencias. Debe señalarse, no obstante, que estos datos no explican, con claridad, el incremento del campo magnético en la región de Nueva Gerona (Formación Gerona).

## 2.3. Fuentes de información y metodología de procesamiento e interpretación

En calidad de materiales básicos para el estudio, se utilizaron:

- La grilla correspondiente al mapa gravimétrico en reducción *Bouguer* ( $\sigma=2.67$  g/cm<sup>3</sup>), con corrección topográfica, escala 1: 100 000, resultado del Proyecto I+D 310 (Fuentes y otros, 2001) (Fig. 4).
- La grilla correspondiente al mapa aeromagnético del vector intensidad total anómala  $T_a$ , escala 1: 50 000, resultado del TTP de Petrus y otros, 1998 (Fig. 5).
- Las hojas cartográficas del ICGC (curva de nivel de 2.5m), escala 1: 25000, del Municipio Especial Isla de la Juventud correspondientes a la edición I de 1982, E-821, reimpresso en 1987 (Fig. 6).

Como materiales complementarios para el apoyo a la interpretación geológica se utilizaron los Esquemas Tectónico y de la Zonación Metamórfica del Macizo Isla de la Juventud, según Millán, 1997 (Figs. 2 y 3).

El procesamiento de la información geofísica se llevó a cabo utilizando el software Oasis Montaj (versión 7.01). La

metodología de procesamiento consistió en la transformación de los campos físicos: separación regional-residual a partir de la Continuación Analítica Ascendente (CAA) de los campos sobre el nivel del terreno (500m y 5000m para el campo gravimétrico y 500m para el campo aeromagnético), derivada vertical (campo gravimétrico y aeromagnético) y reducción al polo del campo aeromagnético (Figs. 7-14); su regionalización, el análisis de alineamientos geofísicos y el examen comparativo con las figuras de la estructura dómico regional y del mínimo regional gravimétrico (Fig. 15).

Con el objeto de resaltar la respuesta de estructuras y cuerpos más profundos (campo físico regional), se efectúa la continuación analítica de los datos sobre el nivel del terreno (CAA), la cual consiste en filtrar del mapa las altas frecuencias correspondientes a la influencia de las unidades geológicas más superficiales (campo físico residual o local), para permitir observar o resaltar las respuestas de más baja frecuencia correlacionables con las estructuras geológicas profundas. La derivada vertical del campo físico permite resaltar las altas frecuencias, resultando en la observación de un campo de tipo local. La reducción al polo de los datos magnéticos permite obtener una respuesta pseudo-gravitatoria de este campo, al eliminar la distorsión en las anomalías introducida por la inclinación del vector Intensidad Total del campo magnético.

Para el trazado de los lineamientos geofísicos se utilizaron: el campo gravimétrico observado y sus transformaciones (campos residuales a 500m y 5000m y derivada vertical); y el campo aeromagnético observado y sus transformaciones (reducción al polo y derivada vertical). Los lineamientos fueron trazados considerando: las características del campo con el cual limitan; la linealidad, flexiones e interrupción de las isolíneas; así como las zonas de elevado gradiente de las mismas.

Teniendo en consideración la complejidad de los campos gravimétrico y magnético, la superposición de anomalías de diferente naturaleza y, en consecuencia, la imposibilidad de determinar anomalías puras, la interpretación de estos campos es cualitativa.

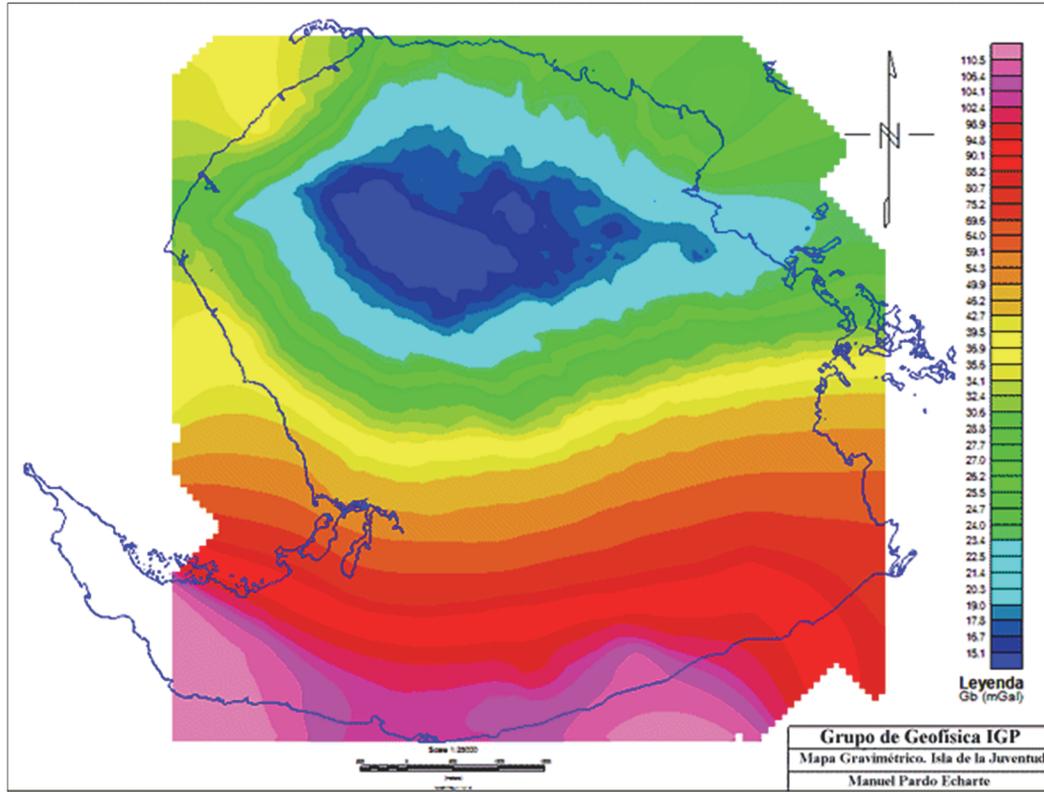


Figura 4. Mapa gravimétrico en reducción Bouguer ( $\sigma=2.67 \text{ g/cm}^3$ ) con corrección topográfica, escala 1:100000 de la Isla de la Juventud. Fuente El autor

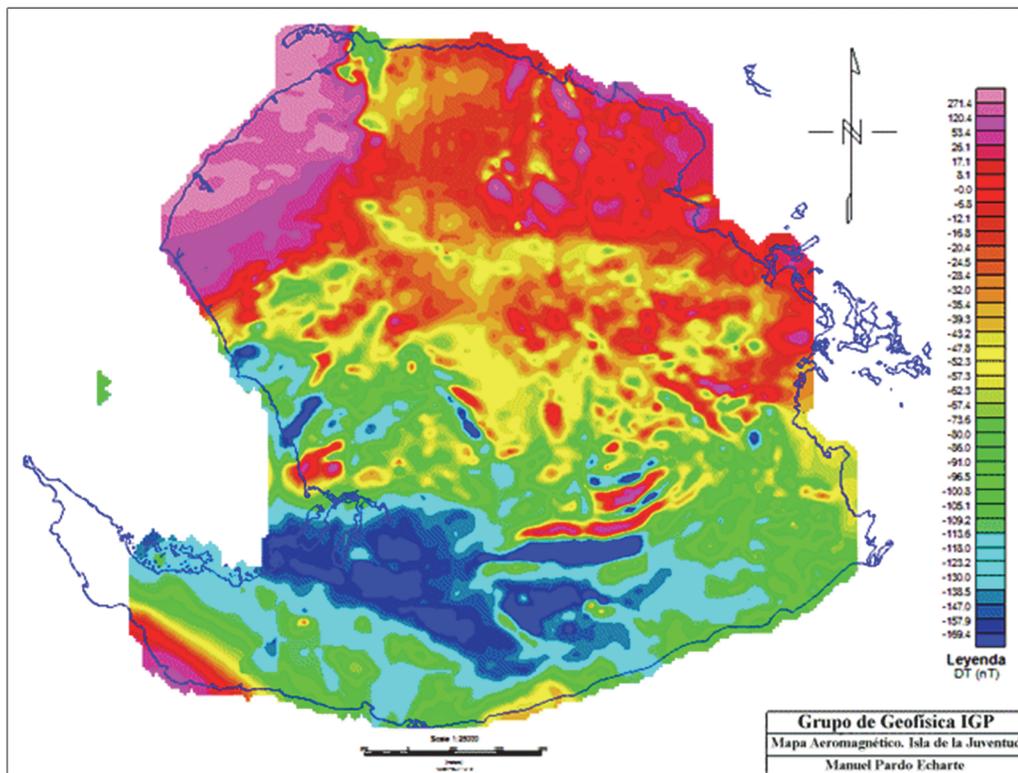


Figura 5. Mapa aeromagnético del vector intensidad total anómala  $T_a$ , escala 1: 50000, de la Isla de la Juventud. Fuente El autor

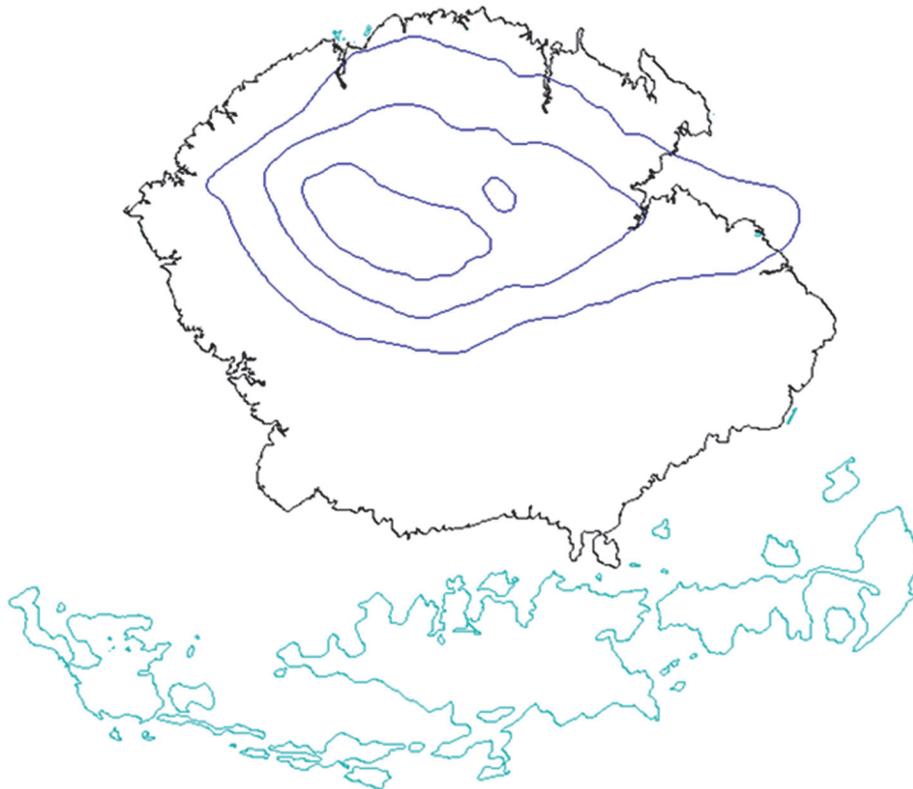


Figura 6. Domo elíptico regional tardío (curva de nivel de 2.5m) contrastando con el mínimo gravimétrico regional.  
Fuente El autor

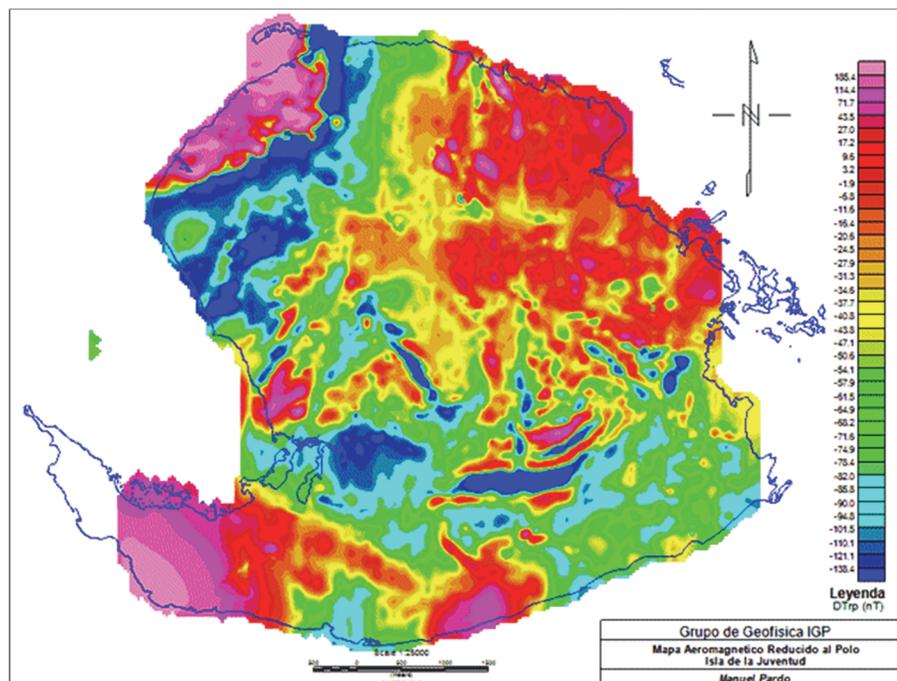


Figura 7. Mapa aeromagnético reducido al polo de la Isla de la Juventud.  
Fuente El autor

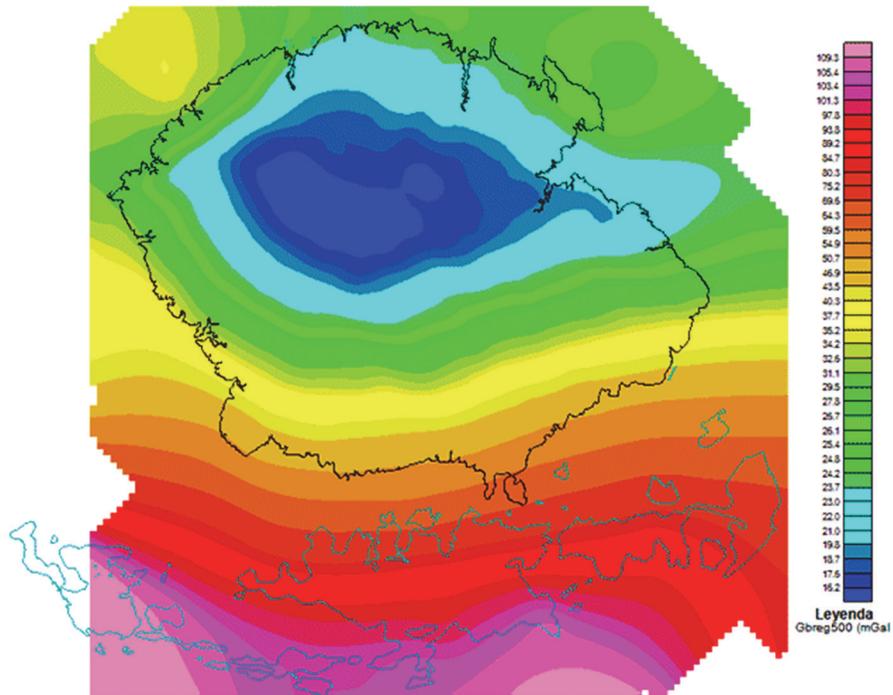


Figura 8. Mapa de la Continuación Analítica Ascendente a 500m del campo gravimétrico (campo regional).  
Fuente El autor

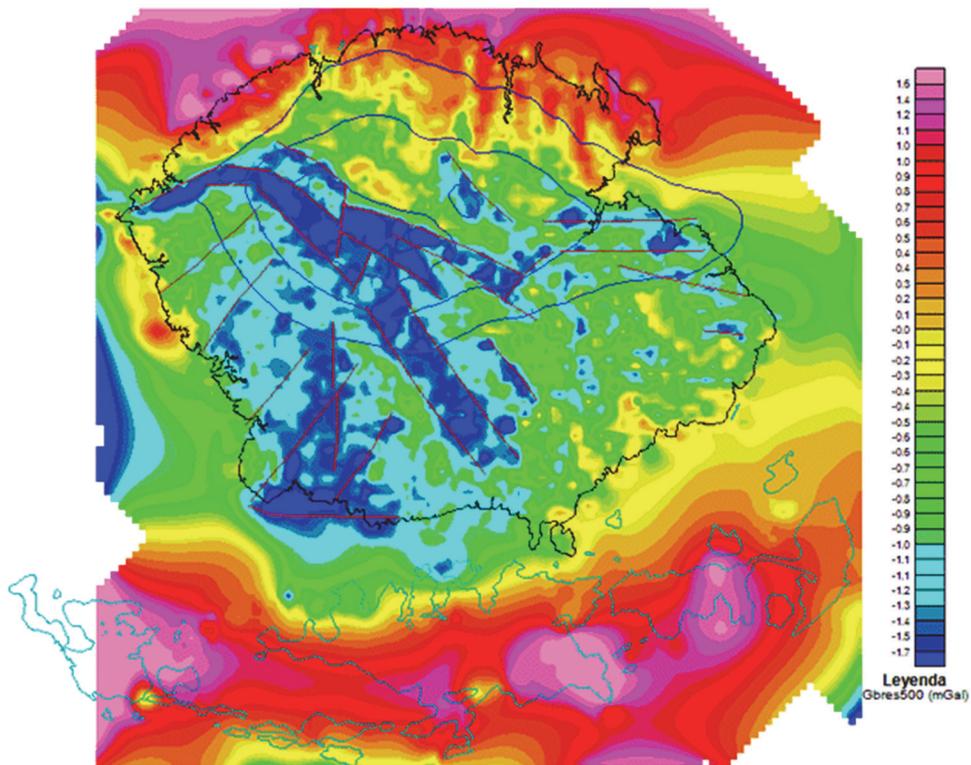


Figura 9. Mapa gravimétrico residual a 500m.  
Fuente El autor

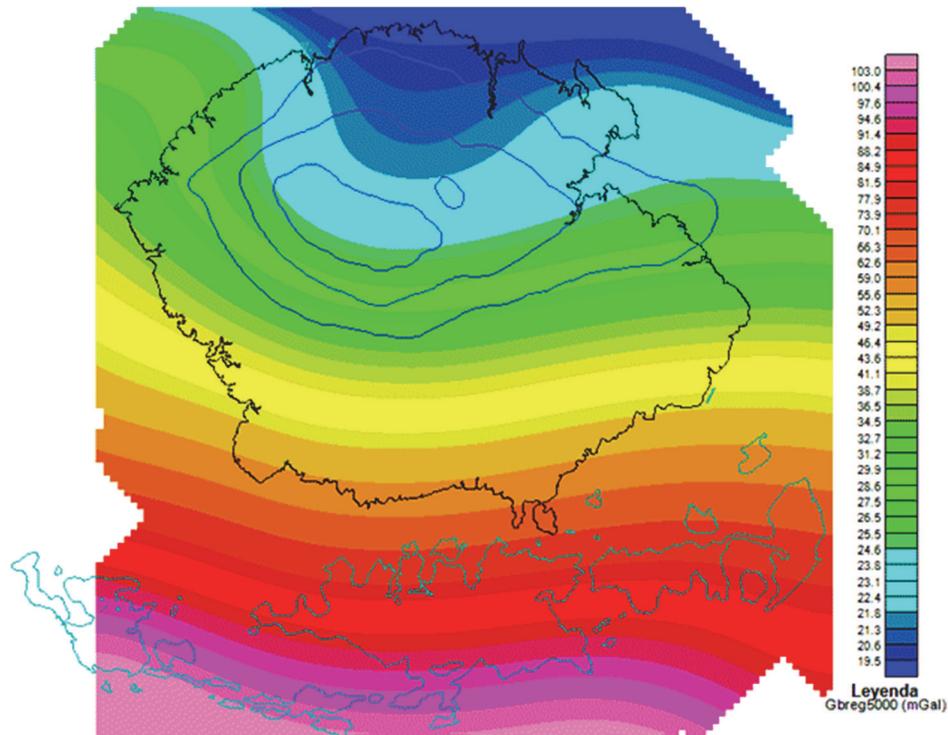


Figura 10. Mapa de la Continuación Analítica Ascendente a 5000m del campo gravimétrico (campo regional).  
Fuente El autor

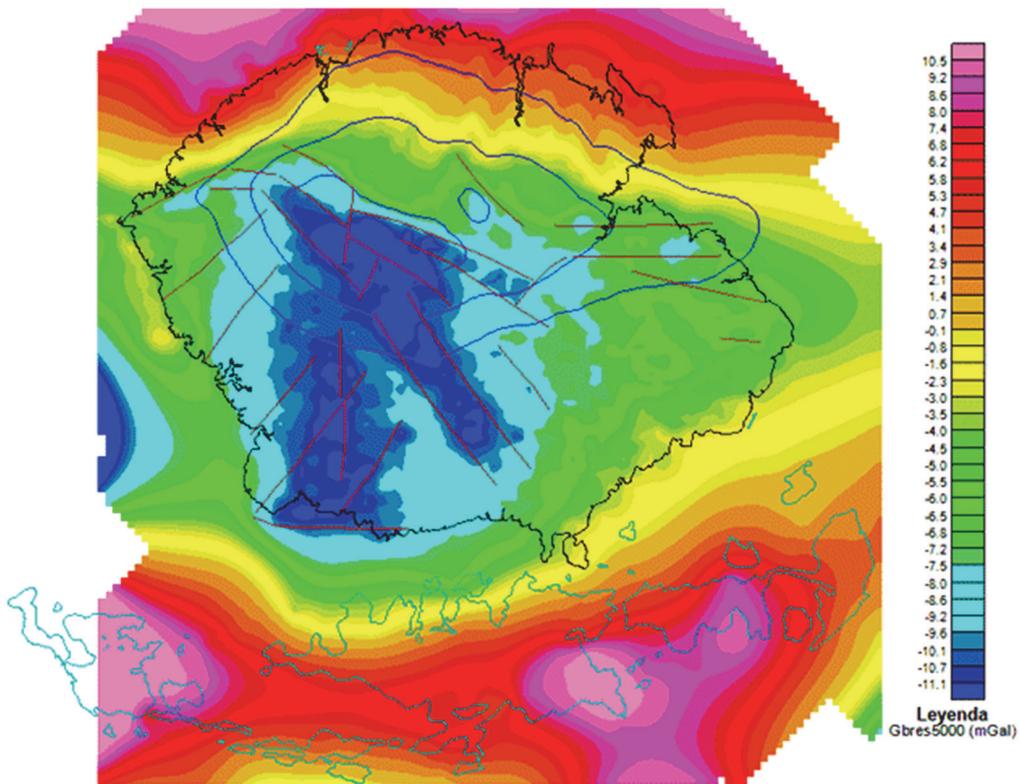


Figura 11. Mapa gravimétrico residual a 5000m.  
Fuente El autor

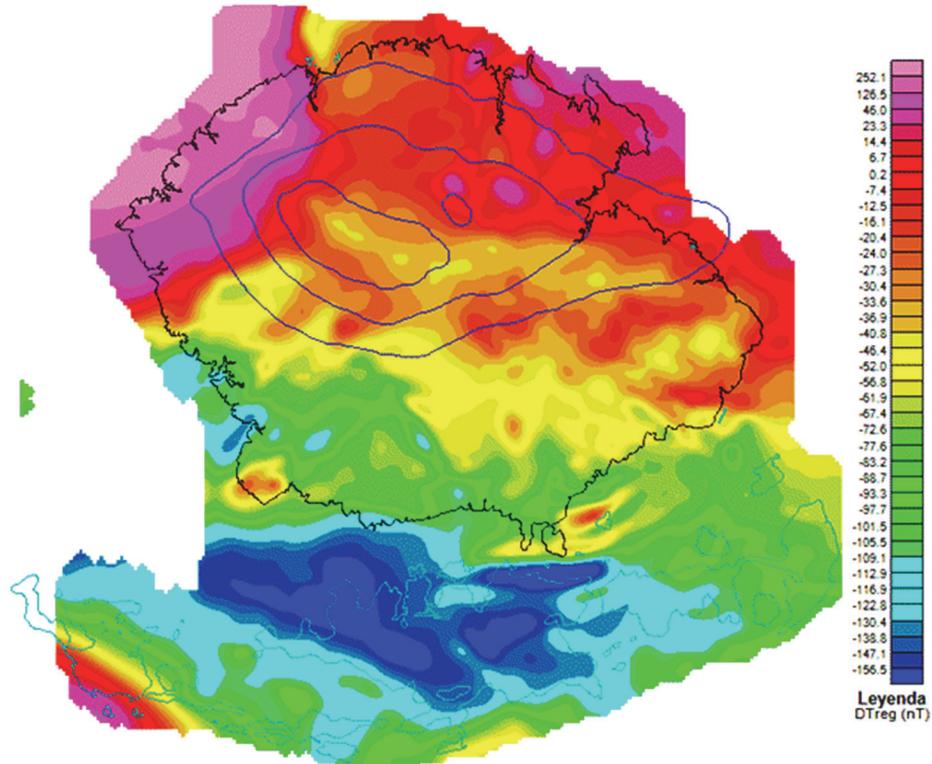


Figura 12. Mapa de la Continucción Analítica Ascendente a 500m del campo aeromagnético Ta (campo regional).  
Fuente El autor

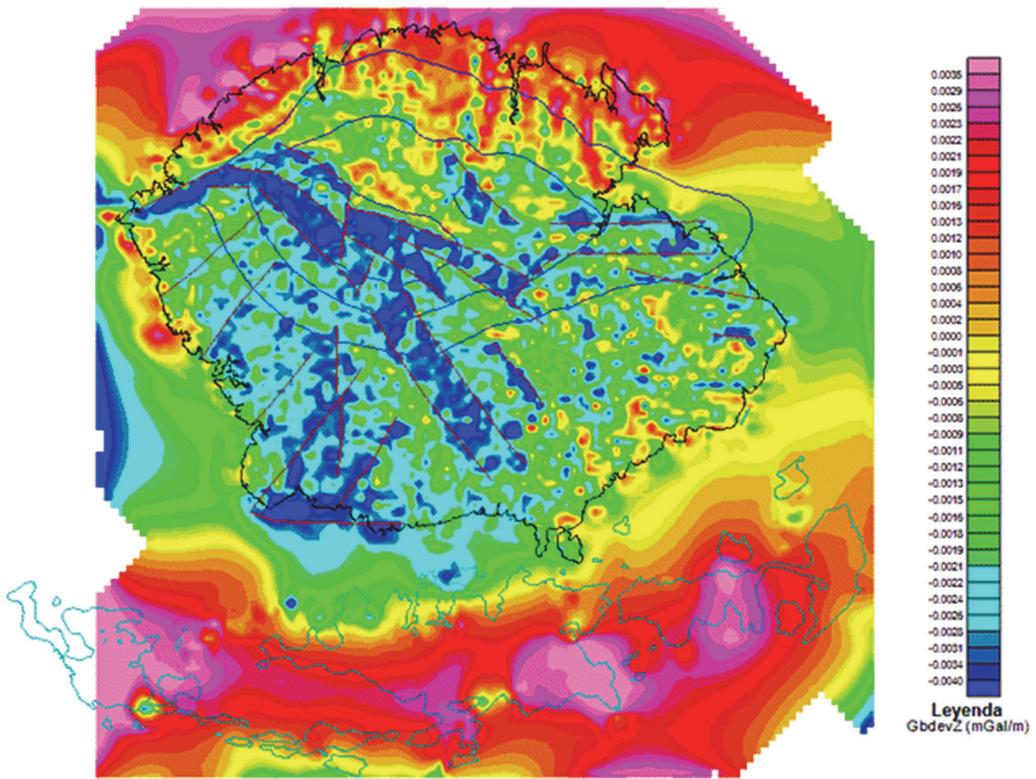


Figura 13. Mapa de la derivada vertical del campo gravimétrico.  
Fuente El autor

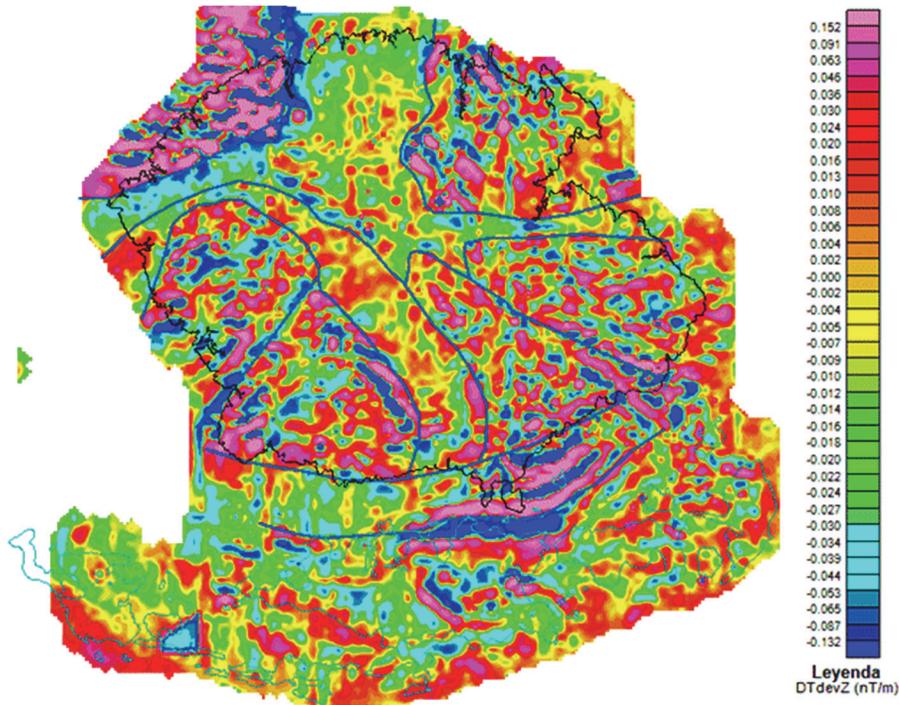


Figura 14. Mapa de la derivada vertical del campo aeromagnético  $T_a$ .  
Fuente El autor

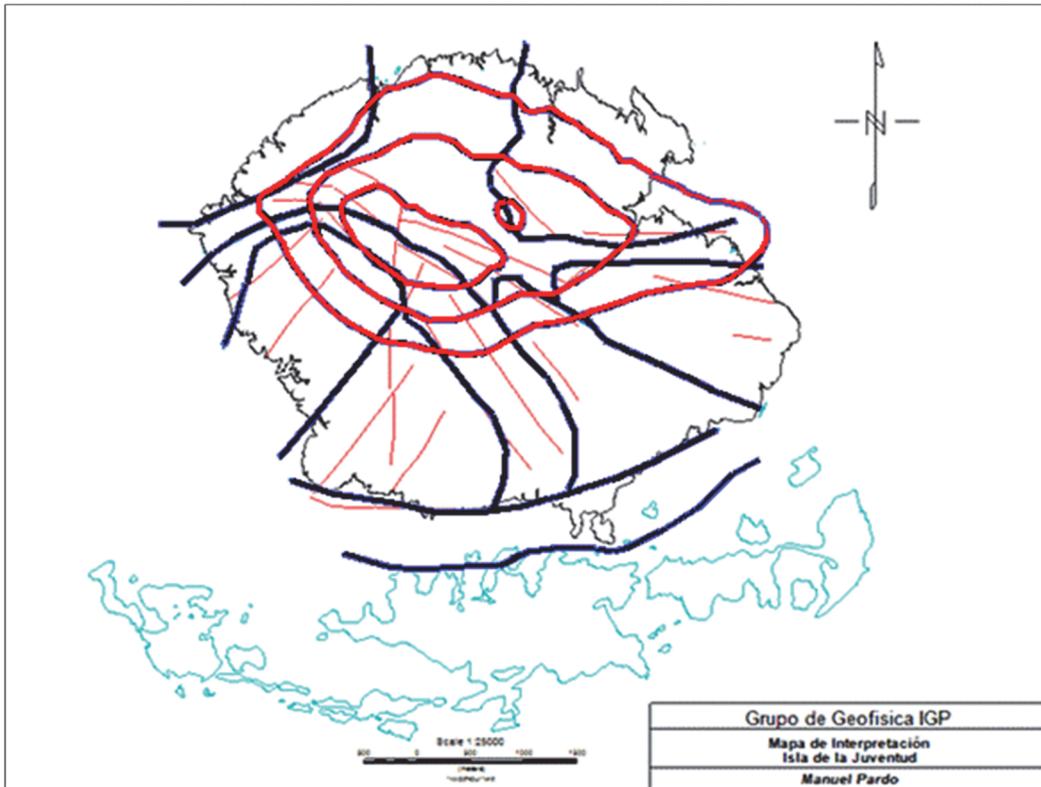


Figura 15. Mapa de interpretación geofísica. En líneas más gruesas (negras), límites de la regionalización del campo aeromagnético (presumibles límites tectónicos de las principales estructuras geológicas). En líneas más finas, lineamientos gravimétricos, presumibles fallas controladoras de los principales cuerpos graníticos postmetamórficos (fundamentalmente, centro y SW del macizo), zonas de alteración metasomática e hidrotermal y rocas de la parte alta de la Formación Cañada (flancos de la Antiforma Río Los Indios).  
Fuente El autor

### 3. Resultados y Discusión

#### 3.1. Características de los campos físicos y sus transformaciones

Los campos gravimétrico observado y regional (CAA a 500m) (Figs. 4 y 8) describen un mínimo regional de 16 mGal de amplitud, de forma oval, con orientación latitudinal y extensión aproximada de sus ejes mayor y menor de 50 y 30 km, respectivamente. La morfología de la anomalía sugiere su vínculo genético con potentes dislocaciones tectónicas de carácter longitudinal (sinmetamórficas), cuyos rumbos varían entre sublatitudinal y NW, descritas en investigaciones precedentes (Garapko y otros, 1974; Babushkin, 1990; Millán, 1981 y 1997). Entre éstas, el papel principal se le asigna a dos grandes sistemas de fracturas de rumbo sublatitudinal: el primero, atraviesa el macizo por su parte central, coincidiendo con el eje mayor de la anomalía; el segundo define el inicio de un pronunciado escalón gravimétrico (3-5 mGal) en el extremo meridional del bloque septentrional del macizo. Por sus características en la expresión geólogo-geofísica, se puede atribuir un carácter cortical para estos dos sistemas de fracturas. En el campo gravimétrico regional según la CAA a 5000m (Fig. 10) el mínimo gravimétrico central prácticamente desaparece como tal, quedando solo una zona de mínimo, en forma de flexura, en la región N del macizo. Este cuadro se aviene con el rechazo de la hipótesis batolítica, sugiriendo, según la complicada morfología del epicentro del mínimo gravimétrico regional (Fig. 4), la ocurrencia de cuerpos graníticos concentrados en la zona central de confluencia de las fallas longitudinales (sinmetamórficas) del macizo, en el flanco de la Antiforma Río de Los Indios.

El campo gravimétrico local o residual a 500m y 5000m y la derivada vertical, reflejan, por anomalías de mínimos, presumiblemente: la disposición de diversos cuerpos graníticos postmetamórficos de baja densidad localizados, fundamentalmente, en la parte central y suroccidental del macizo; zonas de alteración metasomática e hidrotermal y la cartografía del Miembro Cisterna (parte alta) de la Formación Cañada, en los flancos de la Antiforma Río Los Indios. Por anomalías de máximos, se expresan la depresión grabenoide Sabana Grande (vulcanitas cretácicas) y la faja de rocas carbonatadas del Sur de la isla. Los cuerpos graníticos, al parecer, se introdujeron a través del sistema de fallas longitudinales (sinmetamórficas) y transversales (postmetamórficas) al término del proceso de multipleamiento y metamorfismo de las secuencias del macizo. La morfología de los mínimos locales denuncia un claro control tectónico (incluso, los correspondientes al Miembro Cisterna de la Formación Cañada), lo cual se refleja en una serie de lineamientos supuestamente controladores de estos objetivos (Figs. 9, 11, 13 y 15).

El campo aeromagnético (Figs. 5 y 7) exhibe un carácter muy complejo destacándose, en el plano regional de la CAA a 500m (Fig. 12): la región NW de campo positivo intenso, correspondiente a las vulcanitas cretácicas; la región NE (Nueva Gerona) de campo positivo de valores bajos; dos

zonas de campo disminuido, la primera, coincidiendo con la zona N central, entre las dos anteriores, correspondiente con la Zona Metamórfica 6 (Millán, 1997), y la segunda, coincidiendo con el mínimo gravimétrico central y su prolongación latitudinal, correspondiente a la zona de fractura central del macizo; y una zona de valores negativos intensos en el S del macizo, coincidiendo con la zona de desarrollo de las rocas carbonatadas mioceno-cuaternarias.

En el mapa de la derivada vertical del campo magnético (Fig. 14), las anomalías reflejan, fundamentalmente, el rumbo y los límites tectónicos de las estructuras plegadas, el área de desarrollo de las rocas vulcanógenas, las zonas de desarrollo de presumibles rocas migmatíticas y rocas tectonizadas en el N y centro del macizo, respectivamente, y la dirección predominante de las principales dislocaciones tectónicas. Así, mediante la regionalización del territorio de la Isla en base a las características del campo magnético, se determinaron grandes áreas anómalas que corresponden, aproximadamente, con las estructuras geológicas principales del macizo (depresión grabenoide Sabana Grande; antiformal Río Los Indios y Guayabo; sinformas San Juan y Nueva Gerona).

#### 3.2. Discusión de la interpretación geológica regional

Los trabajos de generalización anteriores (Babushkin y otros, 1990 y Pardo, 1986), al no contar con un sistema adecuado (moderno) de procesamiento de los datos, sobredimensionaron el papel del magmatismo ácido en el territorio:

Según Babushkin y otros, 1990, el macizo es atravesado por fallas profundas que llegan hasta la superficie de Moho y aparecen saturadas de cuerpos magmáticos asociados al límite de las capas granito-metamórfica y basáltica, introducidos a lo largo de diversas dislocaciones.

Según Pardo, 1986, el patrón estructural del domo regional elíptico tardío se supone vinculado a un evento de reactivación tectono-magmática resultado de un proceso profundo de distensión localizada con desdensificación estructural-material de la corteza debido al reajuste isostático de la misma, según el cual debió tener lugar la granitización metamorfogénica del basamento cristalino, la formación de fundidos anatéticos, la acumulación del magma en cámaras de la corteza, su hibridismo y posterior penetración en grietas y fallas, a la cual se superpuso, finalmente, la inyección de volátiles y soluciones hidrotermales metalíferas.

Según los nuevos resultados obtenidos, los presumibles cuerpos graníticos postmetamórficos de baja densidad y susceptibilidad magnética se localizan, fundamentalmente, en la parte central y suroccidental del macizo. En los flancos de la Antiforma Río Los Indios se cartografían, controladas por presumibles límites tectónicos, las rocas de la parte alta de la Formación Cañada, también de baja densidad. Los cuerpos graníticos, al parecer, se introdujeron a través del sistema de fallas longitudinales (sinmetamórficas) y transversales (postmetamórficas) al término del proceso de multipleamiento y metamorfismo de las secuencias del

macizo, teniendo un papel predominante las zonas de fracturas profundas longitudinales de dirección sublatitudinal, en la parte central y meridional del macizo. De esta manera, la estructura dómico regional tardía (Pardo, 1986), se entiende ahora en el sentido del levantamiento morfoanticlinal de la región, resultado de la exhumación del macizo metamórfico. Quiere esto decir, que el agrietamiento generado durante la evolución de esta estructura no está afectado por el magmatismo ácido y en consecuencia por su metalogena específica de metales raros y preciosos.

Los resultados obtenidos en este trabajo se avienen mejor a la posición de Groves y otros (1998) y Groves y Goldfarb (2007) descrita para otros territorios de geología similar al macizo Isla de la Juventud. Según estos autores, en el proceso de postcolisión, al suceder fenómenos de tectónica transpresiva y la apertura de fallas profundas, aparece el magmatismo filoniano, junto a procesos de metasomatismo y liberación posterior de una fase fluida hidrotermal en las aperturas vecinas a la raíz de los diques magmáticos. Cierta modelo involucra a los diques de lamprófidos calco-alcalinos asociados espacialmente y coexistiendo como indicadores de la presencia de oro mesotermal (Rocks y Groves, 1988), tal y como ocurre en el yacimiento aurífero Delita.

En el macizo Isla de la Juventud se reconoce una actividad migmatítica sinmetamórfica producida por la inyección de un leucosoma granítico en las rocas esquistosas melanosomáticas con alto grado metamórfico (Millán, 1997) de su región noroccidental. La migmatización se produjo, probablemente, a continuación de la fase principal de deformación y en zonas más profundas culminó con una anatexis, cuyos productos finales intruyeron (inyecciones interformacionales agrietadas y coplegadas) en niveles altos de la región N-NW del macizo, en forma de granitos anatéticos. Por otra parte, la actividad magmática ácida postmetamórfica, fundamentalmente, en la región central y suroccidental del macizo, se puede identificar con granitoides resultado de un proceso de distensión al término de la colisión del bloque continental sureño con el Arco de Islas Volcánicas del Cretácico. En la región W y SW del macizo se reconocen diques hipoabisales de riocitas, dacitas y andesito-dacitas de un magmatismo calco-alcalino (Babushkin y otros, 1990) con el cual se vincula la mineralización de metales raros y preciosos. Una hipótesis alternativa para explicar la génesis de este magmatismo filoniano, en analogía con Groves y Goldfarb (2007), guarda relación con la fusión parcial del material síalico, resultado de la descompresión por distensión (debido a una intensa fracturación), con modificación del magma generado, por hibridismo, seguido de la diferenciación magmática por cristalización fraccionada (inyección de diques de pórfidos graníticos y de lamprófidos, vetas pegmatíticas graníticas y la actividad pneumatolítica e hidrotermal).

#### 4. Conclusiones

Según los resultados obtenidos, los presumibles cuerpos graníticos postmetamórficos de baja densidad y

susceptibilidad magnética se localizan, fundamentalmente, en la parte central y suroccidental del macizo. En los flancos de la Antiforma Río Los Indios se cartografían, controladas por presumibles límites tectónicos, las rocas de la parte alta de la Formación Cañada, también de baja densidad. Los cuerpos graníticos, al parecer, se introdujeron a través del sistema de fallas longitudinales (sinmetamórficas) y transversales (postmetamórficas) al término del proceso de multiplegamiento y metamorfismo de las secuencias del macizo, teniendo un papel predominante las zonas de fracturas longitudinales de dirección sublatitudinal, en la parte central y meridional del macizo.

La estructura dómico regional tardía (Pardo, 1986), se entiende ahora en el sentido del levantamiento morfoanticlinal de la región, resultado de la exhumación del macizo metamórfico. De ahí, que el agrietamiento generado durante la evolución de esta estructura no esté afectado por el magmatismo ácido y su metalogena específica de metales raros y preciosos.

Mediante la regionalización del territorio de la Isla en base a las características del campo magnético, se determinaron grandes áreas anómalas que corresponden, aproximadamente, con las estructuras geológicas principales del macizo (depresión grabenoide Sabana Grande; antiformas Río Los Indios y Guayabo; sinformas San Juan y Nueva Gerona).

#### Bibliografía

- [1] Ananin, V., y otros., Informe sobre los trabajos de búsqueda-exploración en 1973-75 en el yacimiento aurífero Delita en Isla de Pinos. Inédito. Archivo ONRM, Inv. 2796, 1976.
- [2] Babushkin, V., y otros., Informe de los trabajos de Levantamiento geólogos-geofísicos a escala 1:50 000 y búsquedas acompañantes en el Municipio Especial Isla de la Juventud en colaboración con la URSS (CAME). Inédito. Archivo ONRM, Inv. 3880, 1990.
- [3] Buguel'skiy, Y., y otros., Monografía: Yacimientos minerales útiles de Cuba. Nauka, Moscú, 1985.
- [4] Chernov, Y., Informe sobre los trabajos de búsqueda y revisión realizados en Isla de Pinos en 1966-67. Inédito. Archivo ONRM, Inv. 893, 1968.
- [5] Eguipko, O., y otros., Zonación metamórfica y otros aspectos geológicos de Isla de Pinos. La Minería en Cuba, 1 (1), pp. 4-10, 1975.
- [6] Fuentes-Rodríguez, M., Pérez-Delgado, P.H., Prieto-Castro, F., Oviedo-Balbin, A., Moya-Rodríguez, J.J. y Ledesma-Cejas, M., Informe del mapa gravimétrico de Cuba a escala 1: 100 000 con corrección topográfica para las densidades 2.3 t/m<sup>3</sup> y 2.67 t/m<sup>3</sup>. Resultados del Tema I+D 310. Inédito. Archivos ONRM e IGP, 2001.
- [7] Garapko, I., y otros., La composición geológica y los minerales útiles de Isla de Pinos. Informe sobre el levantamiento geológico y las búsquedas a escala 1: 100 000 realizado en los años 1971-74. Inédito. Archivo ONRM, Inv. 2719, 1974.
- [8] Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. and Robert, F., Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit, *Ore Geology Reviews*, 13, pp. 7-27, 1998. DOI: 10.1016/S0169-1368(97)00012-7
- [9] Groves and Goldfarb, The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits - a discussion. *Society of Economic Geologists, inc. Economic geology*, 102, pp. 155-158, 2007. DOI: 10.2113/gsecongeo.102.1.155

- [10] Hojas cartográficas del ICGC, a escala 1: 25 000, del Municipio Especial Isla de la Juventud correspondientes a la Edición I de 1982, E-821, Reimpreso en 1987.
- [11] Kuman, V.E. y Gavilán, R.R., Geología de Isla de Pinos. Rev. Tecnológica, 3 (4), pp. 20-38, 1965.
- [12] Lisitsin, A. I., Tipos genéticos y regularidades en la ubicación de los yacimientos minerales útiles de Cuba. Rev. Tecnológica, 8 (1), pp. 3-27, 1970.
- [13] Liubi, L.I., Martínova, T.V., Torubarov, A.R. y Glikman, G.A. Informe sobre los resultados del levantamiento aerogeofísico complejo en el territorio de la Isla de Pinos. Inédito. Archivo ONRM, Inv. 3317, 1984.
- [14] Millán, G., Geología del macizo metamórfico Isla de la Juventud. Ciencias de la Tierra y el Espacio, (3), pp. 3-22, 1981.
- [15] Millán, G., La asociación cloritoide-cianita en esquistos metapelíticos del macizo Escambray. MINBAS, Serie Geológica (3), pp. 104-105, 1987.
- [16] Millán, G., Geología del Macizo Metamórfico Isla de la Juventud, en Estudio sobre Geología de Cuba, IGP, ISBN 959-243-002-0, pp. 260-270, 1997.
- [17] Millán, G. y Somin, M.L., Composición y posición tectónica del eugeosinclinal cubano en el extremo noroccidental de la Isla de la Juventud. Inédito. ACC, VIII Jornada Científica del IGP. Resúmenes, 9 P., 1979.
- [18] Monzón, M.A. y Santos, E., Estudio económico de Isla de Pinos. Inédito. Archivo Deleg. ACC, Municipio Especial Isla de la Juventud, 1952.
- [19] Page, L.R. and Mc Allister, J.F., Tungsten deposits, Isla de Pinos, Cuba. Bull. Geol. Surv., Washington, 935-D, pp. 117-346, 1944.
- [20] Pardo, M., La constitución geológica y la metalogenia endógena del Macizo Isla de la Juventud. Tesis Doctor en Ciencias Geólogo-Mineralógicas, CUJAE, IGP, La Habana, Cuba, 124 P., 1986.
- [21] Petrus-Marcos, N., Prieto, F. y otros, Rescate de la BD magnética y gamma-espectrométrica de la parte occidental de la República de Cuba. Inédito. Archivo ONRM. La Habana, 1998.
- [22] Rocks, N.M.S. and Groves, D.I., Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? *Geology*, 16, pp. 538-541, 1988. DOI: 10.1130/0091-7613(1988)016<0538:CLRTGC>2.3.CO;2
- [23] Rundkvist, D.V. y otros., Depósitos de Greisen (Ontología y Filogenia). Nedra, Moscú (en ruso), 1971.
- [24] Rutten, L.M.R., Geology of Isla de Pinos, Cuba. Proc. Kon. Akad. Wetensch, 27 (7), pp. 401-406, 1934.
- [25] Sánchez, J. y otros., Informe final de la búsqueda orientativa para W-Au y otros en Siguanea, Isla de la Juventud. Inédito. Archivo ONRM, Inv. 3163, 1984.
- [26] Tijomirov, I.N., Formaciones magmáticas de Cuba y algunas particularidades de su metalogenia. Rev. Tecnológica, 5 (4), pp. 13-22, 1967.

**M.E. Pardo-Echarte**, is BSc. in Engineering Geophysics in 1974 from the Universidad de la Habana, Cuba; PhD in Geological - Mineralogical Sciences in 1987 from the Instituto Superior Politécnico José A. Echeverría (ISPJAE), La Habana, Cuba. Since 1992 is researcher of the Academia de Ciencias de Cuba, and professor category lecturer in ISPJAE, La Habana, Cuba, since 1999. His interest areas are: Geological-geophysical research applied to tectonic zonation; geological and structural mapping and evaluation of mineral resources; geophysical and geochemical exploration for minerals and hydrocarbons; innovation, development and introduction of a new unconventional exploration tool (Redox Complex) for hydrocarbons and metallic minerals, studies of metal and hydrocarbon contamination in soils and searches of metal archaeological burials.