



Evolución Tectono-estratigráfica de la cuenca Cauto-Güacanayabo, Cuba

Yaniel Misael Vázquez Taset

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA CAUTO-GÜACANAYABO, CUBA

Yaniel Misael Vázquez Taset



**Tesis doctoral
Barcelona, 2014**

Institut de Recerca Geomodels
Grup de Recerca Consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conques
Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines
Universitat de Barcelona

EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA CAUTO-GÜACANAYABO, CUBA

Memoria de Tesis presentada por **Yaniel Misael Vázquez Taset** para optar al grado de Doctor en Geología por la Universitat de Barcelona dentro del Programa de Doctorado “Modelización de Procesos Geológicos” (Bienio 2004-2006)

El doctorando:

Los directores de la Tesis:

Dr. Emilio Ramos Guerrero

Dr. Francesc Sàbat Montserrat

Barcelona, 2014

La presente Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Universitat de Barcelona, dentro de las actividades del Grup de Investigacio Consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conca (GGAC, 2009-SGR-1198) y del Institut de Recerca GEOMODELS. Los datos utilizados fueron facilitados por el Centro de Investigaciones del Petróleo (CEINPET, CubaPetróleo) y recopilados con el soporte del Departamento de Geología del Instituto Superior Minero Metalúrgico "Dr. Antonio Núñez Jiménez" de Moa (Cuba). Esta investigación se enmarca dentro del proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de España: Aplicaciones de la Modelización de Cuerpos y Estructuras Geológicas MODELGEO (CGL 2010-15294/BTE). El autor ha sido parcialmente financiado por una beca del Programa Alþan, programa de becas de alto nivel de la Unión Europea para América Latina (E07D400288CU).

DEDICATORIA

A mis hijos César Alejandro y Cristian Alejandro, motores e inspiración de mi vida.

A mis padres y hermanas por creer en mí y esperarme con los brazos abiertos.

José Martí dijo:

Tener un hijo, plantar un árbol y escribir un libro es fácil, lo difícil es criar un hijo, regar el árbol y que alguien lea el libro.

La gratitud, como ciertas flores, no se da en la altura y mejor reverdece en la tierra buena de los humildes.

Al igual que **José Martí**: Yo tengo de Bayamo el alma intrépida y natural.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer especialmente a los directores de la Tesis: Emilio Ramos Guerrero y Francesc Sàbat Montserrat. Gracias por mostrarme el camino y guiarme hacia el éxito en este proyecto. Emilio te agradezco toda la ayuda que me has brindado y que sepas que en mí tienes a un buen amigo.

A los profesores del programa doctoral Ciencias de la Tierra (Emilio Ramos, Francesc Sàbat, Gloria Furdada, Maria Teresa Teixidó, Joan Carles Melgarejo, Joaquín Proenza, Josep Maria Casas y Jaume Pous) que amablemente viajaron a Cuba a impartirnos el módulo lectivo de éste programa.

Muchas gracias a los profesores y miembros de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona (UB) y especialmente a los del Departament de Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, con los que he compartido la mayor parte del tiempo que ha durado esta investigación.

Agradezco a mis compañeros de la sala 336: Xavi Rayo, Rubén Calvo, Luís Valero, Patricia Povea, Aitor Rumín, Nicolas Grasseau, Elisenda Costa, Xavi Tubau, Mireya Zuñiga (Carmelina), los buenos ratos que hemos pasado juntos. Chuchisssss gracias por darme la posibilidad de compartir con ustedes todo este tiempo....; entre risas y caimitos los problemas cotidianos se hacen más soportables. A los becarios de Marina, y a todos aquellos becarios que ya han terminado o aún están haciendo Ciencia. También deseo agradecer a Saleh, Ander, Bahman, Carmen, Maite, Anna Rita, Irene, Cedo y Elias Tachi, por los buenos momentos que hemos pasado juntos y la ayuda que me han brindado.

A mis amigos de siempre, que han estado desde el inicio y a los que he conocido en el transcurso de estos años: Isra, Leomaris, Aliuska (Cuca), Idael, Rafa, Yuri, Adrian, Alen, Alberto (El Pana) e Ismael. A todos muchas gracias por todo.

A las personas maravillosas que he tenido el placer de conocer durante todo este tiempo y que me han regalado parte de su tiempo y el cariño incondicional que solo las personas de bien saben dar: Ana María (Anita) y familia, Astrid y familia, Leticia Pérez y Pilar (Pili). Gracias por brindarme tanto cariño y comprensión.

A las excelentes personas que conocí en el laboratorio de HPLC: Esther, Isidro, Viky, Alberto, David, Olga, Eva, María, Raquel, Yema, Carol y Regina. Esther muchas gracias por darme la oportunidad de aprender nuevas técnicas y por la paciencia que tuviste conmigo. María y Vicent muchas gracias por permitirme formar parte de vuestra familia, y sepan que ustedes forman parte de la mía.

A la gran familia que hemos construido durante estos años: Eloy, Lourdes, Victor, Yina, Jorge, Sofía, Greter, Isra y David. Muchas gracias por toda la ayuda que me han dado y no importa si el destino nos separa físicamente...., siempre los llevaré en mi corazón.

Muchas gracias a los profesores y colegas del Instituto Superior Minero Metalúrgico “Dr. Antonio Núñez Jiménez” y a los de Ceinpet y Digicupet, por haber formado parte importante en mi preparación profesional. Especialmente deseo agradecer la ayuda y el apoyo brindado al Dr. José Orlando López Quintero y la Dr. Dora García Delgado.

A Damaris, Flora, Abel y Anisley por permitirme ser parte de vuestra familia. Damaris muchas gracias por el tesoro que me has dado y perdona si no he estado cuando nuestro niño me ha necesitado. Espero a partir de ahora poder suplir la ausencia de estos años, aunque sé que lo que me he perdido de mi niño no podré recuperarlo....

A todas aquellas personas que han contribuido en mi formación personal y profesional, especialmente a mis maestros y profesores durante la infancia y la adolescencia.

A la familia de Pinar del Río: Martica, Tania y el Vargas. Gracias por acogerme como un miembro más de la familia, aunque haya sido como un parche mal pegao.

A los parientes del campo: Merici, Luís y Alejandro. Gracias por el apoyo y la ayuda que me han brindado durante todos estos años y espero poder compensarlos algún día.

A mis hermanas y sobrinos: Yanelis (Nena), Yamilka (Chichí), Yandira (Yandi), Wennis, Aledayan, Anyilé (mi pulguita) e Isolet. Gracias por entenderme, apoyarme y sobre todas las cosas por cuidar de mis viejitos lindos. No tendré tiempo, ni espacio, ni manera de agradecerles lo que han hecho por mí, los quiero.

A toda mi familia de Cuba que también ha formado parte de este proyecto.

A mi esposa (Taymé), que a pesar de abordar este tren cuando ya estaba en marcha, ha sido mi aliada incondicional y mi apoyo diario. Mi amorcito discúlpame por todo el tiempo que te he hecho esperar y gracias por cuidar de nuestra familia. Sin tu apoyo esto no habría sido posible.

A mis dos hijos César Alejandro y Cristian Alejandro. Mis niños todo lo que he hecho durante estos años ha sido pensando en vuestro futuro. César el camino que he tomado me ha alejado por un tiempo de ti, pero has de saber que cada paso que he dado ha sido pensando en ti y en nuestro reencuentro. Cristian tu eres fruto de esta maravillosa aventura y aún eres muy pequeño para saber cuánto sacrificio ha costado llevar adelante este proyecto, pero espero algún día entiendas cuán importante ha sido para toda la familia.

A mis padres Ana Delia y Misael. Ante todo mil disculpas por el tiempo que les he quitado, aún sabiendo que no me pertenecía. Gracias por la familia y la educación que me han dado...., sin ella nada de esto habría sido posible. Papi sé lo importante que ha sido para ti este proyecto...., aquí tienes parte del fruto que hemos labrado juntos. Mi viejita linda sé que mi ausencia ha sido una carga dura de soportar, sobre todo por la distancia, pero te digo de todo corazón que ha valido la pena.

Gracias a todos por acompañarme en este viaje.

Yaniel

RESUMEN

La Cuenca Cauto-Güacanáyabo se localiza en la parte SO del Corredor Tectónico Güacanáyabo-Nipe, y es la cuenca de mayores dimensiones de las que se asocian a este corredor, que además incluye las cuencas de Cacocum y Nipe. La mayor parte de la Cuenca se encuentra en *offshore*, constituyendo la parte activa de la misma y donde se registra sedimentación actual; mientras que la parte *onshore* está sometida principalmente a denudación. Esta Cuenca constituye un ejemplo de las cuencas de desgarre presentes en el Orógeno Cubano, que se desarrollaron asociadas a los corredores tectónicos oblicuos a dicho orógeno. Su evolución se inició en el Eoceno Medio, y ha estado controlada por la actividad de desgarre, con desplazamiento siniestro, de la falla Cauto-Nipe.

El estudio de esta cuenca se ha realizado, principalmente, a partir de datos del subsuelo que han sido proporcionados por Cupet y forman una base de datos constituida por 17 sondeos de exploración petrolera, 94 líneas sísmicas que suman un total de 1426 km y un mapa de anomalías gravimétricas, además de cartografías geológicas de superficie a diferentes escalas y muestras de sondeos.

El relleno sedimentario de la Cuenca está constituido por las formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo, Farallón Grande, San Luís, Sevilla Arriba, Camazán, Paso Real, Cabo Cruz, Manzanillo, Güines, Río Maya, Bayamo, Dátil, Cauto, Villarroja, Jaimanitas, Río Macío, Jutía y la unidad informal Marga Demajagua. Este registro sedimentario se ha dividido en cuatro secuencias aloestratigráficas, denominadas de base a techo como: A, B, C y D, y están delimitadas por las discontinuidades regionales a escala de cuenca U-0, U-1, U-2 y U-3. El espesor del registro sedimentario puede superar los 2600 ms de tiempo doble (TWT), mientras que el espesor cortado por los sondeos alcanza los 2500 m en la parte NE de la cuenca.

Los gráficos geohistóricos obtenidos de los sondeos de la cuenca, así como las estructuras presentes en el relleno sedimentario muestran diferentes patrones estructurales y de evolución de la subsidencia, lo que ha permitido dividir la cuenca en tres zonas que evolucionaron de manera distinta. Estas zonas se han denominado como: Zona-1, Zona2 y Zona-3, y ocupan la parte SO, NE y la mayor parte del Golfo de Güacanáyabo, respectivamente.

La secuencia A está delimitada en su base por la discontinuidad basal U-0 y está constituida por las formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo, Farallón Grande y San Luís. Su edad varía entre la parte baja del Eoceno Medio y el Eoceno Superior. La sedimentación de esta secuencia se inicia con los depósitos siliciclásticos gruesos de ambientes marinos someros, correspondientes a las formaciones Charco Redondo y Puerto Boniato, y termina con los depósitos turbidíticos de ambientes marinos profundos de la Fm San Luís. La ordenación vertical de esta secuencia constituye una secuencia de profundización que registró el proceso de inicio, fuertemente subsidente, de la cuenca y el levantamiento y erosión de la Sierra Maestra. Los valores elevados de subsidencia tectónica y los bajos valores de aporte

sedimentario confirman los procesos registrados en la secuencia A. Esta secuencia presenta tres depocentros, dos rectangulares y uno alargado en dirección NE-SO, y alcanza espesores superiores a los 900 ms (TWT). El espesor cortado por los sondeos varía entre los 0 m y los 674 m.

La secuencia B comprende un rango de edad que varía desde el Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio y está delimitada en su base por la discontinuidad U-1, que se relaciona con el levantamiento y erosión que sufrió la totalidad de la isla de Cuba durante el Oligoceno Inferior. La secuencia está constituida por las formaciones Sevilla Arriba, Paso Real, Camazán y Güines, cuyos depósitos son característicos de una plataforma marina somera. Esta secuencia no presenta ninguna tendencia vertical clara, y el análisis de la subsidencia indica que durante este período la tasa de aporte sedimentario se incrementó y la tasa de subsidencia tectónica decreció. La secuencia B muestra dos depocentros aproximadamente rectangulares y alcanza espesores superiores a los 700 ms (TWT), mientras que los espesores cortados por los sondeos varían entre los 37 m y los 1337 m.

La secuencia C está delimitada en su base por la discontinuidad U-2 y abarca un período de tiempo que varía desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Inferior. Está constituida por las formaciones Cabo Cruz y Manzanillo, caracterizadas por depósitos carbonatados de ambientes marinos someros y transicionales, con una tendencia vertical somerizante. La sedimentación de la secuencia C estuvo acompañada de valores elevados tanto de la subsidencia tectónica como de la tasa de aporte sedimentario, manteniendo cierto equilibrio entre ellas. Dichos valores fueron superiores a los valores de subsidencia registrados en la secuencia B. Durante el Mioceno Medio-Superior en la Zona-1 se registran las mayores tasas de subsidencia de la cuenca, superando a los registrados durante la sedimentación de la secuencia A. La secuencia C presenta un solo depocentro alargado en dirección NE-SO que registra espesores superiores a los 800 ms (TWT). Los espesores cortados por los sondeos varían entre los 103 m y los 1173 m.

La secuencia D está limitada en su base por la discontinuidad U-3 y está constituida por las formaciones Río Maya, Dátil, Bayamo, Cauto, Jaimanitas, Villarroja, Río Macío y Jutía, y la unidad informal Marga Demajagua. Esta secuencia tiene una edad del Plioceno Superior al Holoceno y está caracterizada por depósitos marinos someros, transicionales y continentales; que muestra un ordenamiento vertical diferente para la zona marina (Golfo de Güacanayabo) y la parte terrestre de la cuenca. La evolución de las curvas de subsidencia de los sondeos de la zona *onshore* (Zonas 1 y 2) presentan valores de subsidencia menores que los valores de subsidencia de la zona *offshore* (Zona-3), apoyando la tendencia zomerizante que en la vertical adquiere la secuencia D en las Zonas 1 y 2, mientras que en la Zona-3, durante la sedimentación de la secuencia D se han registrado fuertes valores de subsidencia tectónica, que en algunas zonas pudieron iniciarse incluso durante la sedimentación de la parte superior de la secuencia anterior (C), dando lugar a una tendencia profundizante en esta zona, siendo coherente con la situación actual: subsidencia, aporte sedimentario y sedimentación marina en el Golfo de Güacanayabo. La secuencia D tiene dos depocentros alargados en dirección NE-SO y alcanza espesores superiores a los 350 ms (TWT), mientras que los espesores cortados por los sondeos varían entre los 10 m y los 518 m.

En la Cuenca Cauto Güacanáyabo coexisten estructuras extensivas y compresivas próximas entre sí, que se asocian a regímenes transtensivos y transpresivos locales, controlados por la actividad de la Falla Cauto-Nipe. La Zona-1 de la cuenca está caracterizada principalmente por estructuras compresivas con direcciones NE-SO y ENE-OSO. En la parte NE de la cuenca (Zona-2) predominan las estructuras extensivas con direcciones N-S, NE-SO y posiblemente NO-SE, y en el Golfo de Güacanáyabo (Zona-3) apenas se observan deformaciones. A partir de las deformaciones observadas en el registro sedimentario se han establecido tres fases principales en la evolución de la cuenca. La primera fase de deformación ocurrió entre el Eoceno Medio y el Mioceno Medio, y está caracterizada por un régimen compresivo en la Zona-1 y otro extensivo en la Zona-2. Durante este período el acortamiento ocurrió en dirección N-S y la extensión en dirección E-O o ENE-OSO. En la segunda fase, durante el Mioceno Medio al Plioceno Inferior, la falla de desgarre Cauto-Nipe experimentó una reactivación normal, como consecuencia de la extensión en dirección NO-SE y de la compresión en dirección NE-SO. La tercera fase de deformación se produjo durante el Plioceno Superior-Holoceno, y en ella la Zona-1 registró compresión en dirección N-S y la Zona-2 extensión en dirección E-O o ENE-OSO.

Las deformaciones registradas en la Cuenca Cauto-Güacanáyabo confirman que la mayor actividad tectónica se produjo durante el Eoceno Medio, coincidiendo con el inicio del Corredor Tectónico Güacanáyabo-Nipe, y que a partir del Eoceno Superior comienza una atenuación progresiva de dicha actividad, que pudo prolongarse en el tiempo hasta el Plioceno.

El sistema petrolero de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo no ha sido establecido, aunque existen indicios superficiales y en el subsuelo de petróleo. Las unidades del registro sedimentario evaluadas como posibles rocas madre presentan contenidos de Materia Orgánica (TOC) muy bajos o nulos. Las estructuras prospectivas de la cuenca han sido perforadas, llegando a cortar en algunos casos el basamento, sin que se haya revelado la existencia de hidrocarburos; por lo que es posible que los elementos del sistema petrolero formen parte de las secuencias sedimentarias del basamento de la cuenca.

ABSTRACT

The Cauto-Güacanáyabo basin is located to the SW of the Nipe-Güacanáyabo tectonic corridor. This basin is the largest than those are associated to this corridor; wich also includes the Cacocum and Nipe basins. Most of the basin is located offshore, constituting their active part, where current marine deposition sedimentation occurs, while the present-day onshore part is mainly subject to denudation. This basin is an example of strike-slip basins present in the Cuban Orogen, which developed associated to the tectonic corridors oblique to the orogen. Its evolution began during the Middle Eocene times, and has been controlled by strike-slip activity, with left lateral displacement of the Cauto-Nipe fault.

This study based, mainly, in a subsurface database provided by Cupet consisting of 17 oil exploration wells, 94 seismic lines totaling 1426 km and a map of gravity anomalies, besides geological surface mapping at different scales and samples from one well.

The sedimentary fill of the basin includes the formations Puerto Boniato, Charco Redondo, Farallón Grande, San Luís, Sevilla Arriba, Camazán, Paso Real, Cabo Cruz, Manzanillo, Guines, Río Maya, Bayamo, Dátil, Cauto, Villarroja, Jaimanitas, Río Macío, Jutía and the informal unit Marga Demajagua. This sedimentary fill has been divided into four allostratigraphic sequences, called from base to top as A, B, C and D, and are bounded by regional, basin-scale unconformities, named: U-0, U-1, U-2 and U -3. The thickness of the sedimentary infill can exceed double time 2600 ms (TWT), while the thickness cut by drilling reaches 2500 m in the NE part of the basin.

Geo-historical analysis obtained from wells, and tectonic display different patterns, allowing to divide the basin into three zones that evolved differently. These zones have been designated as Zone-1, Zone-2 and Zone-3. The Zone-1 constitutes the SW part of the basin, the Zone-2 is located at the NE, and the Zone-3 constitutes most of the present-day Güacanáyabo Gulf.

Sequence A is bounded at bottom by the basal unconformity U-0. It is made up by the formations Puerto Boniato, Charco Redondo, Farallón Grande and San Luis. Their age ranges from the early Middle Eocene to the Upper Eocene. Deposition in this sequence starts with the shallow marine coarse siliciclastic sediment of the Charco Redondo and Puerto Boniato formations, and ends at top with the deep marine turbidite deposits of the San Luis Fm. This sequence constitutes a deepening-upwards sequence which records the strongly subsiding initial state of the basin and the uplift and erosion of the surrounding reliefs of the Sierra Maestra. High values of tectonic subsidence and low taxes of sediment supply confirm the processes registered by sequence A. The deposit of sequence A has three depocenters, two of them rectangular in shape, and the third one elongated in a NE-SW direction. Sequence A reaches thicknesses greater than 900 ms (TWT), and the thickness drilling by wells ranges between 0 m and 674 m.

The sequence B comprises Upper Oligocene to Middle Miocene time-span, and it is bounded at bottom by the unconformity U-1, which can be related to the uplift and erosion embracing

the entire island of Cuba during the Oligocene. This sequence includes the Sevilla Arriba, Paso Real, Camazán and Güines formations, whose deposits characterize the depositional in a shallow marine shelf. This sequence shows no clear vertical trend and the subsidence analysis indicates that during this period, an increase of the sedimentary supply rate and a decrease of the tectonic subsidence was done. Rocks of the sequence B have two depocenters displaying an approximately rectangular shape, and reaching thicknesses greater than 700 ms (TWT), while the thicknesses cut by wells range between 37 m and 1337 m.

Sequence C is bounded at bottom by the unconformity U-2 and covers a period of time from the Middle Miocene to the Lower Pliocene. It is formed by the Cabo Cruz and Manzanillo formations, which are made up by carbonate sediments deposited in shallow marine and transitional environments. The sequence display a shallowing-upwards trend. Sedimentation of the sequence C was characterized by high values of tectonic subsidence and sediment supply, maintaining a certain balance between them. During the Middle Miocene times, the Zone-1 recorded the highest rates of subsidence of the basin, exceeding those recorded during the deposition of the sequence A. The sequence C has a single, NE-SW elongated depocenter reaching over 800 ms (TWT) in thicknesses. The thicknesses drilled by wells range between 103 m and 1173 m.

The sequence D is bounded at bottom by the unconformity U-3 and consists of the Río Maya, Dátil, Bayamo, Cauto, Jaimanita, Villarroja, Río Macío and Jutía formations, with the Demajagua Marga unit. This sequence records an Upper Pliocene to Holocene time-span, and it is characterized by shallow marine, transitional and continental deposits, showing different vertical trends. The geohistory analysis from wells located onshore zone (Zones 1 and 2) show lower subsidence and sedimentary supply values than those are located offshore zone in the Güacanayabo Gulf (Zone-3), and consistently, the vertical arrangement of sequence D displays a shallowing-upwards trend in zones 1 and 2 (onshore), whereas there are not a clear trend in the offshore Zone-3. The sequence D has two depocenters elongated in a NE-SW direction, which reach thicknesses greater than 350 ms (TWT), while the thickness drilled by wells range between 10 m and 518 m.

In the Güacanayabo Cauto Basin contemporary extensional and compressional tectonic structures coexist. The structures must be associated with local transpressive and transtensive regimes, which in turn were controlled by the activity of the Cauto-Nipe fault. The Zone-1 of the basin is mainly characterized by compressional structures with NE-SW and ENE-WSW directions. In the NE part of the basin (Zone-2) extensional structures are dominant, displaying directions NS, NE-SW and, probably, NW-SE. In the Güacanayabo Gulf (Zone-3) deformations are barely observed. Three main phases have been established in the tectonic evolution of the basin. The first one occurred between the Middle Eocene to Middle Miocene time-span, and was characterized by a compressional regime in the Zone-1 and an extensional one in Zone-2. During this period shortening occurred in a N-S direction and extension in E-W or ENE-WSW. In the second phase, during the Middle Miocene to Lower Pliocene times, the Cauto-Nipe strike-slip fault experienced a normal reactivation, following the extension in a NW-SE direction and compression in a NE-SW direction. The third phase of deformation occurred during the Upper Pliocene to Holocene times, when the Zone-1 recorded

compression in a N-S direction and Zone-2 extension in E-W or ENE-WSW directions. The deformations recorded in the Cauto-Güacanáyabo basin confirm that most of the tectonic activity occurred during the Middle Eocene times, coinciding with the starting of the activity of the Güacanáyabo-Nipe tectonic corridor, and since the Upper Eocene times begins a progressive attenuation of such activity, which could have extended until the Pliocene.

Although a number of oil seepages have been reported in the surface of the Cauto-Güacanáyabo basin, and oil indications have been supplied by boreholes in the subsurface, it has been not possible to establish the petroleum system of the Cauto-Güacanáyabo basin. The units of the sedimentary infill evaluated as potential source rocks have low or zero organic matter contents (TOC). The prospective structures drilled in the subsurface of the basin resulted unsuccessful, having not revealed the existence of oil, so it is possible that some elements of the petroleum system form part of the pre Middle Eocene sedimentary sequences which constitute the basement of the basin.

**EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA
CAUTO-GÜACANAYABO, CUBA.**

| | |
|--|------------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. Localización geográfica | 4 |
| 1.2. Antecedentes | 6 |
| 1.3. Objetivos de la Tesis | 8 |
| 1.4. Metodología | 9 |
| 1.5. Sistemas de fallas direccionales (<i>strike-slip</i>) | 12 |
| 1.6. Cuencas relacionadas con fallas de desgarre (<i>strike-slip basins</i>) | 16 |
| 1.6.1. Cuencas transtensivas | 17 |
| 1.6.2. Cuencas transpresivas | 18 |
| 1.6.3. Cuencas transrotacionales | 19 |
| 1.6.4. Cuencas poligenéticas | 19 |
| 1.6.5. Cuencas de terminación de fallas (<i>fault termination basins</i>) | 19 |
| 1.7. Relaciones tectónica-sedimentación | 20 |
| 2. CONTEXTO GEOLÓGICO | 23 |
| 2.1. El Caribe | 25 |
| 2.2. Principales rasgos geológicos de Cuba | 31 |
| 2.3. Cuba Oriental | 40 |
| 2.4. La Cuenca Cauto-Güacanayabo | 43 |
| 3. BASE DE DATOS | 49 |
| 3.1. Gravimetría | 52 |
| 3.1.1. Anomalía de Bouger | 52 |
| 3.1.2. Gradientes horizontales | 54 |
| 3.2. Sísmica | 57 |
| 3.3. Sondeos | 60 |
| 3.4. Muestras | 66 |
| 3.5. Cartografía geológica | 67 |
| 4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL | 69 |
| 4.1. Modelo digital del terreno (MDT) | 73 |
| 4.2. Secciones sísmicas | 74 |
| 4.2.1. Secciones sísmicas Zona-1 | 74 |
| 4.2.2. Secciones sísmicas Zona-2 | 91 |
| 4.2.3. Secciones sísmicas Zona-3 | 97 |
| 4.3. Mapa estructural del basamento (U-0) | 105 |
| 4.4. Tipos de estructuras y edad | 107 |
| 4.4.1. Fallas normales | 107 |
| 4.4.2. Fallas inversas | 107 |
| 4.4.3. Fallas reactivadas | 107 |
| 4.4.4. Pliegues | 108 |
| 5. EL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA C. CAUTO-GÜACANAYABO | 111 |
| 5.1. Litoestratigrafía | 116 |
| 5.1.1. Formación Puerto Boniato | 116 |
| 5.1.2. Formación Charco Redondo | 116 |
| 5.1.3. Formación Farallón Grande | 117 |
| 5.1.4. Formación San Luís | 118 |

| | |
|---|------------|
| 5.1.5. Formación Sevilla Arriba | 119 |
| 5.1.6. Formación Paso Real | 119 |
| 5.1.7. Formación Camazán | 121 |
| 5.1.8. Formación Güines | 123 |
| 5.1.9. Formación Manzanillo | 123 |
| 5.1.10. Formación Cabo Cruz | 124 |
| 5.1.11. Unidad Informal Maga Demajagua | 125 |
| 5.1.12. Formación Río Maya | 125 |
| 5.1.13. Formación Dátil | 126 |
| 5.1.14. Formación Bayamo | 126 |
| 5.1.15. Formación Cauto | 127 |
| 5.1.16. Formación Jaimanitas | 127 |
| 5.1.17. Formación Villarroja | 128 |
| 5.1.18. Formación Río Macío | 128 |
| 5.1.19. Formación Jutía | 129 |
| 5.2. Bioestratigrafía | 130 |
| 5.3. Paneles de correlación | 132 |
| 5.4. Estratigrafía secuencial | 135 |
| 5.4.1. Principales discontinuidades a escala de cuenca | 137 |
| 5.4.2. Secuencia estratigráfica A (Eoceno Medio-Eoceno Superior) | 137 |
| 5.4.3. Secuencia estratigráfica B (Oligoceno Superior-Mioceno Medio) | 138 |
| 5.4.4. Secuencia estratigráfica C (Mioceno Medio-Plioceno Inferior) | 141 |
| 5.4.5. Secuencia estratigráfica D (Plioceno Superior-Holoceno) | 141 |
| 5.5. Análisis de la subsidencia | 144 |
| 6. DISCUSIÓN | 163 |
| 6.1. Registro estratigráfico | 165 |
| 6.1.1. Evolución de la subsidencia | 169 |
| 6.1.2. Control de la sedimentación | 177 |
| 6.1.3. Sistema petrolero | 181 |
| 6.2. Evolución estructural | 185 |
| 6.2.1. Evolución de la deformación | 186 |
| 6.2.2. Implicaciones de los resultados para la evolución de Cuba Oriental | 187 |
| 6.2.3. La falla Cauto-Nipe | 188 |
| 6.3. Evolución tectónica | 189 |
| 6.3.1. Clasificación de la Cuenca Cauto-Güacanayabo | 189 |
| 6.3.2. Evolución de los corredores tectónicos del Orógeno Cubano | 189 |
| 6.3.3. Estructura de los bloques Cuba Oriental y Central | 190 |
| 6.3.4. Síntesis de la evolución del Caribe NW desde el Eoceno Medio | 192 |
| 7. CONCLUSIONES | 195 |
| 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 201 |
| ANEXO 1: Fichas de los sondeos | 227 |
| ANEXO 2: Fichas de las Unidades estratigráficas | 247 |

1. INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los estudios realizados en Cuba Oriental, desde el siglo pasado hasta la fecha, se centran en las rocas del complejo Ofiolítico y los arcos volcánicos del Cretácico y el Paleógeno. Solo unos pocos trabajos han estado dirigidos a las cuencas sedimentarias. Los que se han realizado en la Cuenca Cauto-Güacanayabo solo han tratado aspectos superficiales relacionados con la estructura y la estratigrafía. Dichos trabajos se han enfocado, fundamentalmente, al estudio de la geometría y estructura del basamento y las características estratigráficas del relleno sedimentario.

La presente Tesis tiene como propósito general determinar las características de la Cuenca Cauto-Güacanayabo y de su relleno sedimentario. Para ello, ha sido necesario abordar en profundidad el conocimiento de la estructura de la cuenca, la geometría del basamento y de las secuencias del relleno sedimentario. También se han determinado las estructuras que afectan a dicho relleno sedimentario, la edad de las deformaciones, y los posibles elementos del sistema petrolero de la cuenca.

Para ello, la memoria de la presente Tesis se ha estructurado en siete capítulos. En el presente **Capítulo 1** se plantean aquellos aspectos introductorios a la temática de la Tesis; como son una revisión de los trabajos previos existentes; la definición de los objetivos y metodología de trabajo; y una introducción teórica a los sistemas de fallas direccionales y de sus cuencas asociadas. El **Capítulo 2** se centra en las cuestiones generales sobre el contexto geológico regional y las principales características geológicas de Cuba. En el **Capítulo 3** se presentan de manera más detallada los datos usados en este trabajo. El **Capítulo 4** se ha dedicado a la descripción y datación de las estructuras tectónicas que afectan a la Cuenca Cauto-Güacanayabo. En el **Capítulo 5** se describen y caracterizan las unidades estratigráficas y las discontinuidades del relleno sedimentario. El **Capítulo 6** se ha dedicado a la discusión de los resultados y en el **Capítulo 7** se exponen las principales conclusiones.

1.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La Cuenca Cauto-Güacanayabo se localiza en el extremo suroriental de Cuba (Fig. 1.1), en torno al valle del Río Cauto y ocupa un área aproximada de 16000 km². La mayor parte de la cuenca se encuentra bajo las aguas del Golfo de Güacanayabo y el resto en tierras emergidas de las provincias Camagüey, Las Tunas, Granma y Holguín.

El relieve de la zona está caracterizado por extensas llanuras (correspondientes a la cuenca) circundadas por relieves correspondientes a afloramientos de rocas del basamento. En la cuenca se desarrollan pequeñas elevaciones que no superan los 150 metros sobre el nivel del mar. Dichas elevaciones se localizan en la costa oriental del Golfo de Güacanayabo, alineadas en dirección NE-SO. Las elevaciones de la parte norte están constituidas, principalmente, por rocas del Arco Volcánico del Cretácico (AVC). En la parte sur de la cuenca el relieve de llanuras da paso a un relieve montañoso dominado por fuertes pendientes (Sierra Maestra, Fig. 1.1), donde se registra la cota más alta de toda Cuba (Pico Turquino, 1994 m) y está constituido, principalmente, por rocas del Arco Volcánico del Paleógeno (AVP). La parte marina de la cuenca muestra una morfología con pendientes suaves, correspondiente a la plataforma continental. En el extremo oeste se observa un fuerte cambio de pendiente y aumento de la profundidad que se corresponde con el límite entre la plataforma y el talud continental.

La red fluvial de la Cuenca Cauto-Güacanayabo está formada por ríos de curso corto y poco caudal; a excepción del río Cauto. Los ríos y afluentes de la parte septentrional fluyen hacia el sur y los de la meridional hacia el norte. Dichos ríos son afluentes del Cauto o desembocan directamente en el Golfo de Güacanayabo. El río Cauto fluye en dirección este-oeste y es el más largo, y uno de los más caudalosos de toda Cuba. Esta red fluvial constituye la principal vía de transporte de los sedimentos actuales a la cuenca, que provienen fundamentalmente, de los relieves de la Sierra Maestra.

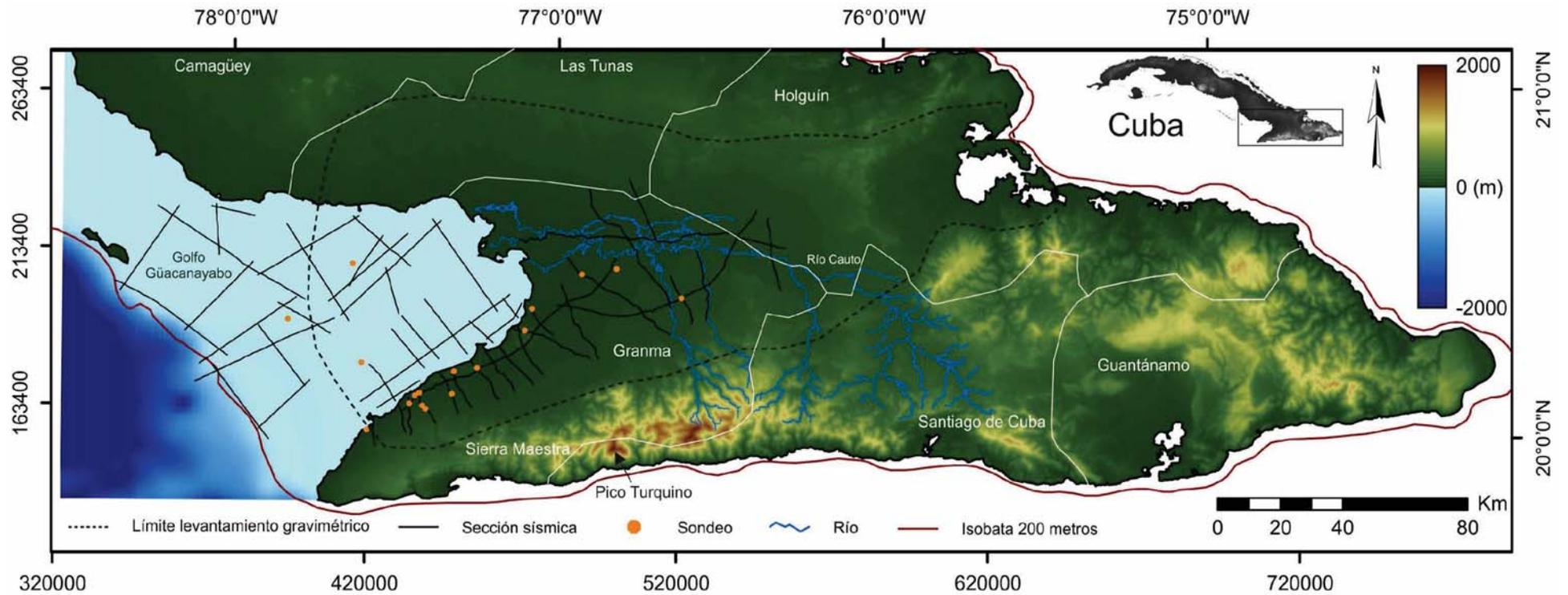


Figura 1.1. Mapa de ubicación geográfica de la Cuenca Cauto-Güacayanabo. Se muestra la localización de los datos primarios usados en la tesis y algunos elementos discutidos en el texto.

1.2. ANTECEDENTES

En los trabajos realizados en Cuba Oriental, en la primera mitad del siglo pasado aparecen las primeras referencias y descripciones de algunas de las unidades que rellenan la Cuenca Cauto-Güacacanayabo. Sin embargo no fue hasta la década de los 50 que comenzaron a desarrollarse trabajos específicos en dicha cuenca. El inicio de las investigaciones en esta década estuvo impulsado por el descubrimiento del yacimiento de hidrocarburos Jatibonico (1954) en Cuba Central, que motivó el desarrollo de importantes campañas exploratorias en toda Cuba.

La mayoría de los trabajos realizados en este periodo estuvieron a cargo de geólogos pertenecientes a compañías petroleras extranjeras, principalmente norteamericanas. Estos trabajos son muy numerosos, aunque aportan poca información específica; una vez consultados, se ha creído más conveniente sintetizar los más importantes en la Tabla 1.1. Los trabajos realizados en la primera mitad del siglo XX (Tabla 1.1) arrojaron como principal resultado la definición y descripción de algunas de las unidades estratigráficas de la Cuenca Cauto-Güacacanayabo.

Tabla 1.1. Trabajos realizados en la Cuenca Cauto-Güacacanayabo hasta la fecha.

| Periodo | Trabajos realizados en la cuenca Cauto-Güacacanayabo |
|-----------------------|---|
| Anterior al año 1960 | Taber (1934); Brodermann (1940); Woodring y Daviess (1944); Bermúdez (1950); Edwards (1950); Manent (1950a, b); Daviess y Woodring (1955); Wassall (1955); Kirby et al. (1956); Lewis (1956, 1957); Kenny (1956, 1957a, 1957b, 1957c); Kozary (1956a, 1956b, 1957a, 1957b, 1958a, 1958b); Bruce (1958); Havison (1957); Semelis y Hall (1957); Semelis et al. (1957); Beckmann (1958); Hall (1958) y Newell (1958). |
| Posterior al año 1960 | Bermúdez (1961); Meyerhoff (1964, 1965); Furrázola-Bermúdez et al. (1964); Pusharowski et al. (1965); Khudoley (1967); Alcina de la Nuez et al. (1968); Ipatenko (1968); Iturralde-Vinent (1971, 1972, 1995, 1997, 1998); Kartashov y Mayo (1972, 1974); Kartashov et al. (1976a, b); Nagy et al. (1976); Cobiella-Reguera (1978b); Cobiella-Reguera et al. (1984a, b); Kalinichenko et al. (1982); Franco (1983); Franco y Radócz (1983); Franco et al. (1983); Brezsnýánszky et al. (1983); Brezsnýánszky e Iturralde-Vinent (1983); Radócz y Nagy (1983); Linares et al. (1985); Makarov (1986, 1987); Bush y Shcherbakova (1986); Quintas (1987, 1988); Pushcharovsky (1988); Miró (1993); Álvarez-Castro et al. (1995, 2000); Domínguez et al. (1999); Cabrera y Peñalver (2001); Quintas y Crespo (2003); Pardo (2009); Cabrera (2011). |

Los trabajos posteriores a 1960 estuvieron enfocados, fundamentalmente, a la cartografía geológica, la estratigrafía y las investigaciones geofísicas. Dentro de estos trabajos destacan los realizados por Furrázola-Bermúdez et al. (1964), Khudoley (1967), Ipatenko (1968), Nagy et al. (1976), Franco-Alvarez (1983), Cobiella-Reguera (1978b), Cobiella-Reguera et al. (1984a, b), Linares et al. (1985), Makarov (1986, 1987), Pushcharovsky (1988). A modo de síntesis, dichos trabajos aportan como principales resultados, la cartografía geológica de la zona y la descripción preliminar del relleno sedimentario y la estructura de la cuenca.

Las investigaciones más recientes realizadas en la Cuenca Cauto-Güacacanayabo han estado dirigidas a la evaluación del potencial gasopetrolífero de la cuenca (Álvarez-Castro et al.,

1995, 2000 y Domínguez et al., 1999) y a precisar aspectos sobre la estratigrafía y paleogeografía de algunas unidades (Iturralde-Vinent, 1995, 1998; Quintas y Crespo, 2003).

El grado de conocimiento alcanzado hasta la fecha sobre la Cuenca Cauto-Güacanáyabo es relativamente bajo, y todavía persisten problemas relacionados con la estratigrafía y geometría del relleno sedimentario, las dataciones de las unidades y de las deformaciones, la estructura y las relaciones tectono-estratigráficas.

1.3. OBJETIVOS DE LA TESIS

El conocimiento de las relaciones tectónica-sedimentación en las cuencas sedimentarias constituyen una herramienta imprescindible para determinar la evolución geológica de éstas y de los ambientes geodinámicos en los cuales se han desarrollado. En contextos de convergencia y colisión oblicua dichas relaciones proporcionan suficiente información sobre las variaciones laterales y verticales de las secuencias, y la edad de las deformaciones. En la cuenca Cauto-Güacanáyabo no existe hasta la fecha una caracterización de dichas relaciones y tampoco un modelo detallado de la geometría del relleno sedimentario.

Teniendo en cuenta estas premisas la presente Tesis se ha realizado con el objetivo principal de ***alcanzar un conocimiento más detallado de las relaciones tectono-estratigráficas de las unidades de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo, de la estructura de la cuenca y de la génesis y geometría del relleno sedimentario.*** Para alcanzar este objetivo principal se han propuesto los siguientes objetivos específicos:

- Revisar y homogenizar los datos estratigráficos del relleno sedimentario disponibles.
- Definir y datar las estructuras tectónicas de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo.
- Proponer un modelo de la geometría 3D para el relleno sedimentario y la Cuenca Cauto-Güacanáyabo.
- Determinar la evolución tectónica de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo.

1.4. METODOLOGÍA

La metodología aplicada para alcanzar el objetivo principal de la Tesis ha seguido el flujo de trabajo esquematizado en la Figura 1.2. En él se incluyen tres etapas principales que son: La recopilación de datos primarios y antecedentes (Etapa-1), el procesamiento de los datos (Etapa-2) y la redacción de la memoria de la Tesis (Etapa-3). En cada una de estas etapas se han aplicado uno o varios métodos de investigación.

Como en todo trabajo de investigación, la revisión bibliográfica ha constituido la metodología aplicada a la primera etapa de la investigación y ha permitido sintetizar los datos primarios y determinar el estado actual de la temática a investigar. Los datos primarios (sísmica, sondeos y gravimetría) se han recopilado principalmente de los archivos y bases de datos disponibles en Ceinpet, y en el Fondo Geológico de la Oficina Nacional de Recursos Minerales (ONRM) y son, en su mayoría inéditos.

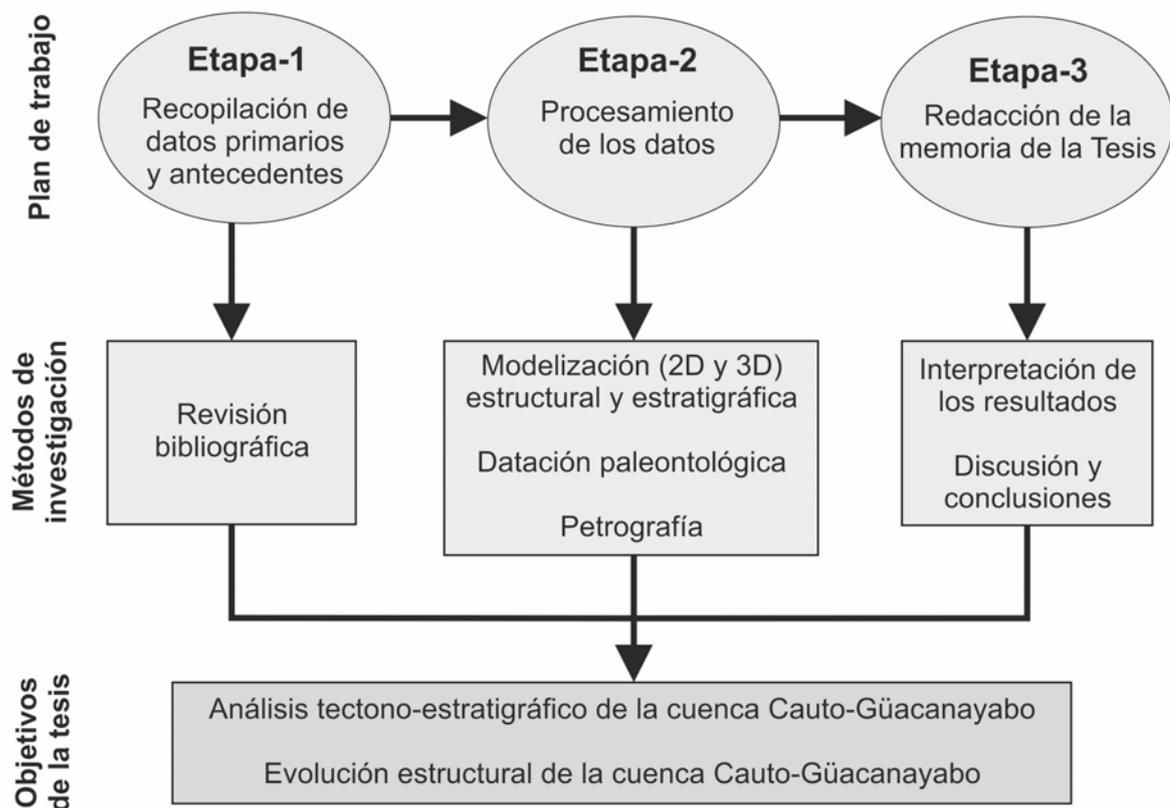


Figura 1.2. Flujo de trabajo y principales métodos aplicados durante el desarrollo de la presente Tesis.

La segunda etapa del plan de trabajo ha consistido en la modelización 2D y 3D tanto estructural como estratigráfica. Esta etapa ha sido la más extensa y laboriosa, y se ha enfocado a resolver cada uno de los objetivos específicos de la Tesis. La variedad de formato de los datos primarios ha requerido un tratamiento digital exhaustivo y detallado. Dicho tratamiento ha garantizado la calidad óptima de los datos y por consiguiente la de los resultados obtenidos. El procesamiento de los datos ha seguido el flujo de trabajo representado en la Figura 1.3.

La etapa final de la investigación (Etapa-3) ha consistido en la interpretación y discusión de los resultados obtenidos, e incluye la redacción y preparación de la memoria escrita de la presente Tesis.

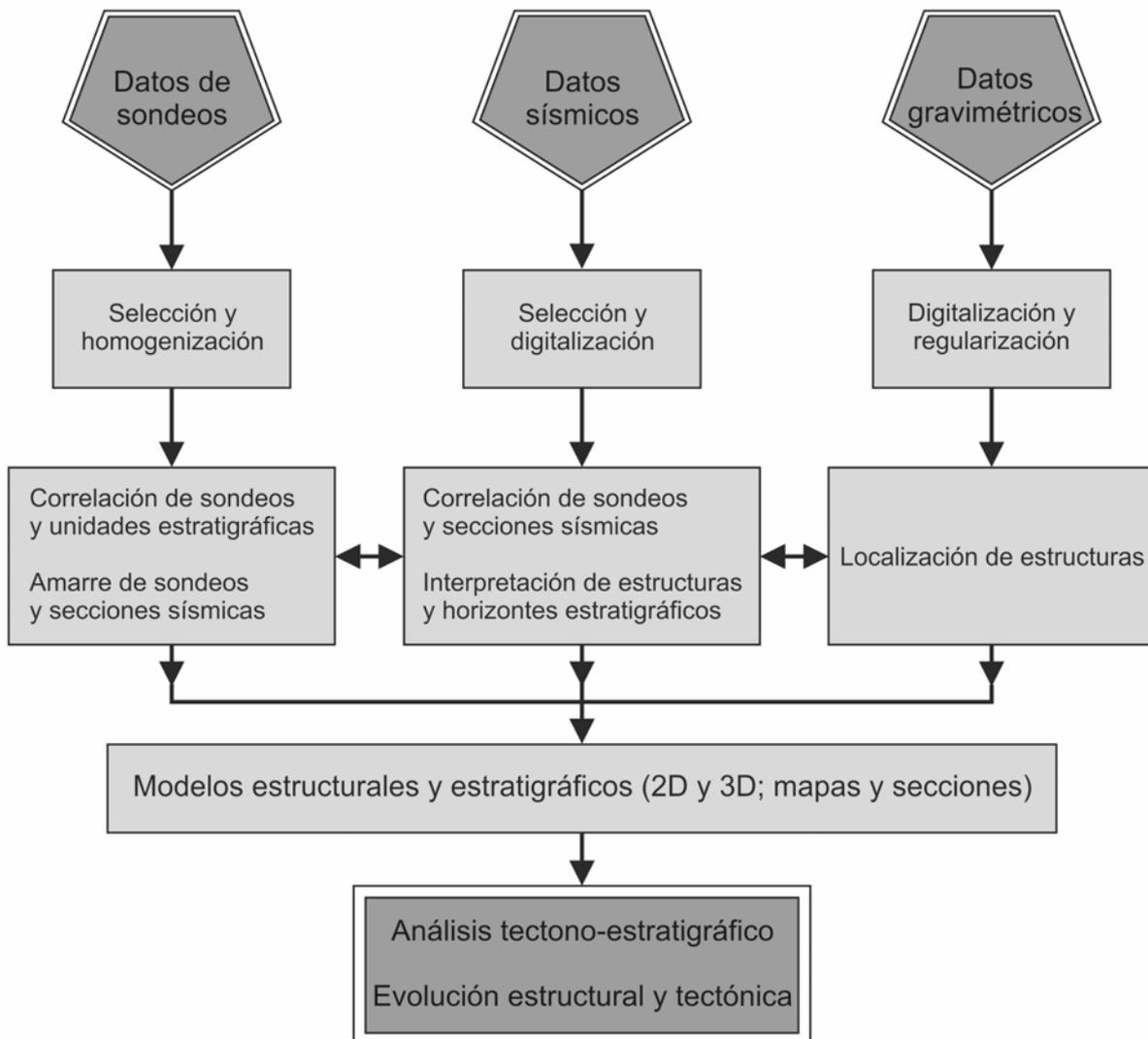


Figura 1.3. Flujo de trabajo seguido en el procesamiento de los datos.

Los datos gravimétricos se obtuvieron de los mapas gravimétricos de Ipatenko (1968) y Kalinichenko et al. (1982). Dichos mapas se digitalizaron con el *software* Didger[®] (*Golden Software*) y se obtuvo una base de datos similar a la original. Los datos se regularizaron mediante la aplicación Surfer[®] (*Golden Software*), usando como método de regularización el Kriging Ordinario. Como resultado de este procesamiento se obtuvieron los mapas de gradientes horizontales y de anomalías gravimétricas. Dichos mapas han permitido localizar los depocentros de la cuenca, los altos estructurales, las principales lineaciones y las zonas con diferentes gradientes de anomalía gravimétrica.

La mayoría de las secciones sísmicas se obtuvieron en formato papel y solo unas pocas en formato digital. Dichas secciones muestran la escala vertical en tiempo doble (TWT). La pésima calidad de las secciones digitales no permitió su utilización; por lo que solo se usaron

las secciones en formato papel que muestran buena calidad. Para utilizar dichas secciones en la interpretación y modelización fue necesario convertirlas a formato digital (.sgy). El proceso de conversión de las imágenes (.jpg) a formato digital (.sgy) ha sido laborioso y ha incluido la utilización de los *software* Corel Photo Paint X3 (Corel Corporation); MATLAB® versión 7.1; y SeiSee (Ink.), y las aplicaciones *image2segy.zip* y *segymat-1.06.zip*.

La interpretación de las secciones sísmicas se ha realizado con la utilización de KINGDOM® versión 8.2 (Seismic Micro-Technology, Inc.) y la modelización 3D con GOCAD® versión 2009.2 (Paradigm Ltd.). La interpretación de los datos sísmicos ha permitido determinar las estructuras y los principales reflectores de la cuenca. Además de los *software* mencionados anteriormente, se ha usado ArcGIS® (Esri), MapInfo® (MapInfo, Inc.), y Global Mapper, entre otros.

Los sondeos se obtuvieron tanto en formato digital como en papel y se han utilizado para caracterizar las unidades estratigráficas y correlacionarlas con las secciones sísmicas. Dicha correlación ha permitido definir las secuencias deposicionales y las discordancias a nivel de cuenca.

La interpretación combinada de las secciones sísmicas y los sondeos se ha utilizado como base para los modelos estructurales y estratigráficos (2D y 3D).

Los sondeos carecen de registros acústicos, por lo que no fue posible una correlación directa con las secciones sísmicas. Para la correlación fue necesario convertir los sondeos en tiempo (segundos). Esta conversión se logró usando las velocidades de los cajetines de las secciones sísmicas. Los sondeos Granma-1 (GR) y Vicana-2 (VIC-2) fueron los usados en dicha correlación (ver Capítulo 5).

Las dataciones paleontológicas de las muestras de sondeos se realizaron en el Departamento de Estratigrafía y Paleontología del País Vasco (UPV). Dichas dataciones se han realizado a partir del contenido de Nannoplancton calcáreo (cocolitos), por el Dr. Gilen Bernaola Bilbao, y han sido utilizadas para constreñir la edad de algunas de las unidades y construir un marco cronoestratigráfico más preciso del relleno sedimentario de la cuenca.

La preparación de láminas delgadas para el análisis petrológico se ha realizado en el Servei de Lamina Prima de la Facultad de Geología de la UB.

1.5. SISTEMAS DE FALLAS DIRECCIONALES (*STRIKE-SLIP*)

Los sistemas de fallas direccionales (*strike-slip faults*) son aquellos en los cuales los desplazamientos ocurren, principalmente, paralelos a la dirección del sistema (Christie-Blick y Biddle 1985; Bates y Jackson, 1987; Woodcock y Schubert, 1994; Fig. 1.4). Dichos sistemas están caracterizados por movimientos horizontales y oblicuos, aunque también se desarrollan movimientos con componente normal o inversa. El desplazamiento de las fallas principales, normalmente, está acompañado de extensión (transtensión) o compresión (transpresión).

Las fallas direccionales se generan en zonas sometidas a desplazamientos laterales asociadas tanto a límites de placas (Fig. 1.4), como en zonas de intraplaca, y en zonas de escape tectónico con desplazamientos limitados (Allen y Allen, 2005). Woodcock (1986) y Sylvester (1988) clasificaron las fallas direccionales en interplacas (transformantes) o intraplacas (transcurrentes), teniendo en cuenta la posición en la que se han desarrollado (Fig. 1.4 y Tabla 1.2). Las fallas transformantes (Wilson, 1965) definen límites de placas y cortan toda la litosfera. Las transcurrentes (Norris et al., 1978) se restringen a las zonas internas de las placas y solo afectan una parte de la corteza.

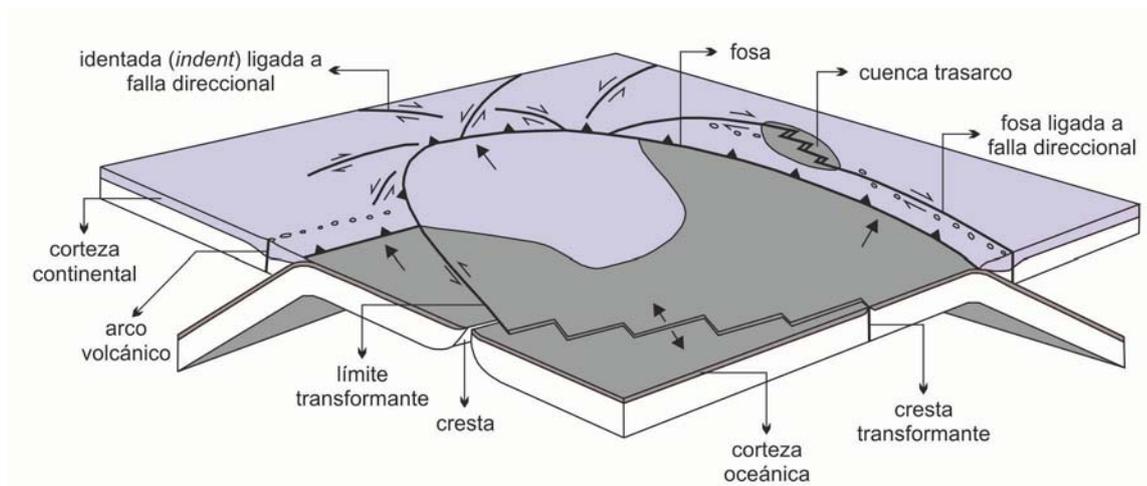


Figura 1.4. Esquema de clasificación de las fallas *strike-slip*, modificado de Woodcock (1986).

Según Storti et al. (2003) en los sistemas de fallas transcurrentes se distinguen las fallas de transferencia y las confinadas (Fig. 1.5). Dicha distinción se ha basado en el tipo y localización de la terminación de fallas. Las fallas de transferencia ajustan el movimiento en los límites de placas e incluyen las de escape rígido y las de escape rotacional. Las confinadas ajustan todo el movimiento en el interior de las placas e incluyen las de terminación *strike-slip*, terminación rotacional, terminación contraccional y terminación extensional. Los sistemas de fallas transcurrentes manifiestan, alternativamente, periodos extensivos y compresivos (Molnar y Tapponnier, 1975; Reading, 1980; Pili et al., 1997; Ludman, 1998).

Tabla 1.2. Tipos de fallas direccionales, compilado de Sylvester (1988) y Nilsen y Sylvester (1995).

| Interplacas <i>Fallas transformantes</i> (delimitan placas, cortan toda la litosfera) | Intraplaca <i>Fallas transcurrentes</i> (confinadas a la corteza) |
|---|--|
| <p><i>Fallas en las dorsales oceánicas</i> (desplazan segmentos de corteza oceánica con vectores de extensión similares)</p> <p><i>Fallas en límites transformantes</i> (separa diferentes placas paralelas al límite de placas)</p> <p><i>Fallas vinculadas a zonas de subducción</i> (acomodan la componente horizontal de las subducciones oblicuas)</p> | <p><i>Fallas vinculadas a escape tectónico</i> (separan bloques continentales en zonas de colisión)</p> <p><i>Fallas intracontinentales</i> (separa bloques alóctonos de diferentes estilos tectónicos)</p> <p><i>Fallas de rasgadura</i> (acomodan el desplazamiento diferencial dentro de un alóctono o entre el alóctono y la unidad estructural adyacente)</p> <p><i>Fallas de transferencia</i> (transfieren el desplazamiento de una falla a otra)</p> |

Los mecanismos de formación de los sistemas de fallas direccionales son muy variados y generalmente coexisten movimientos laterales con extensión (transtensión) y compresión (transpresión). La extensión o compresión depende de la orientación relativa de los vectores de desplazamientos de las placas y las fallas principales (Mann et al., 1983). La coexistencia de diferentes regímenes tectónicos a lo largo de las zonas de fallas direccionales dan como resultado la formación de estructuras complejas (Allen y Allen, 2005).

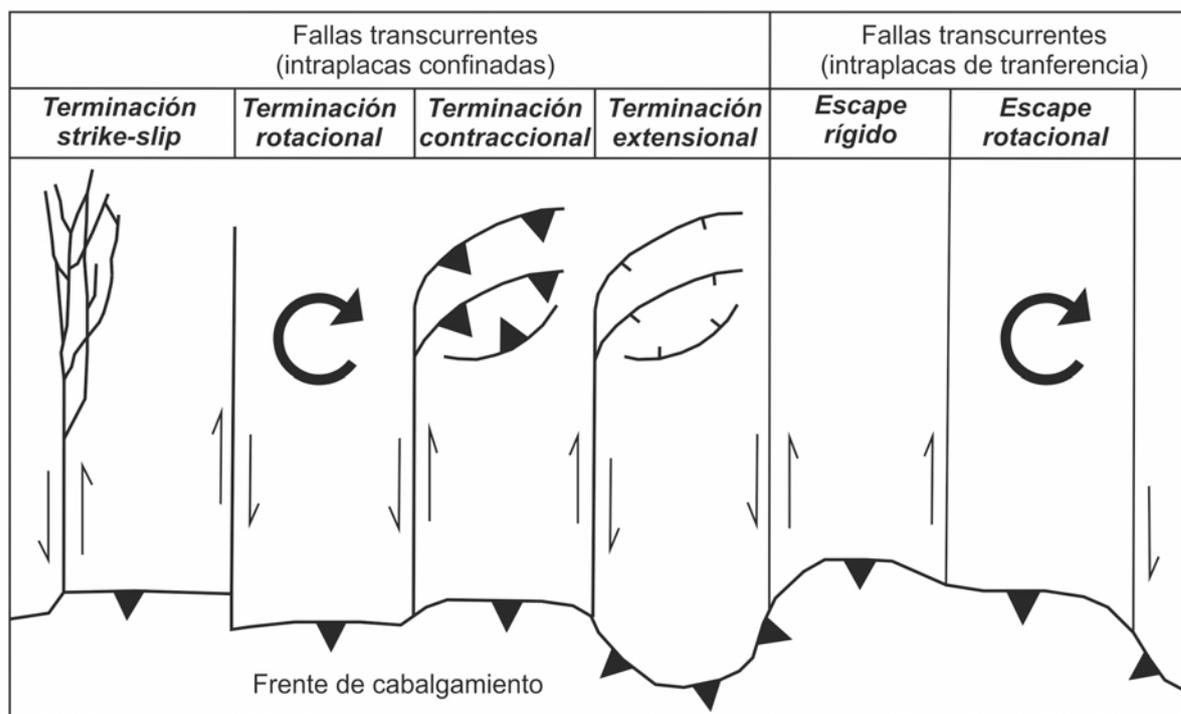


Figura 1.5. Esquema de terminación de las fallas direccionales intraplacas, modificado de Storti et al. (2003).

Los sistemas de fallas direccionales muestran geometrías rectas o curvilíneas (Fig. 1.6) y generalmente presentan una Zona de Desplazamientos Principales (ZDP), a lo largo de la cual se concentra la mayor parte de la deformación (Allen y Allen, 2005). Dichas fallas penetran a considerables profundidades y registran abundante actividad sísmica. Asociado a estas fallas se forman estructuras en flor y fallas *Riedel* (Naylor et al., 1986; Fig. 1.7), pliegues escalonados, cabalgamientos y cuencas sedimentarias. Al mismo tiempo, y cercanas unas de otras, pueden originarse fallas normales e inversas (Einsele, 2000). Según Nilsen y Sylvester (1995) los pliegues y fallas escalonados se localizan en la ZDP o adyacentes a ésta (Fig. 1.6).

La transpresión y transtensión son deformaciones de desgarre que se forman debido a una componente de acortamiento o extensión, respectivamente, ortogonal a la zona de deformación (Dewey et al. 1998).

La transpresión ocurre cuando hay una combinación de movimientos de desgarre y acortamiento. Las zonas dominadas por deformaciones transpresivas muestran fallas inversas, cabalgamientos, pliegues, levantamientos verticales y estructuras en flor positivas (Fig. 1.7B). Las cuencas sedimentarias asociadas a dichas zonas son de pequeñas dimensiones

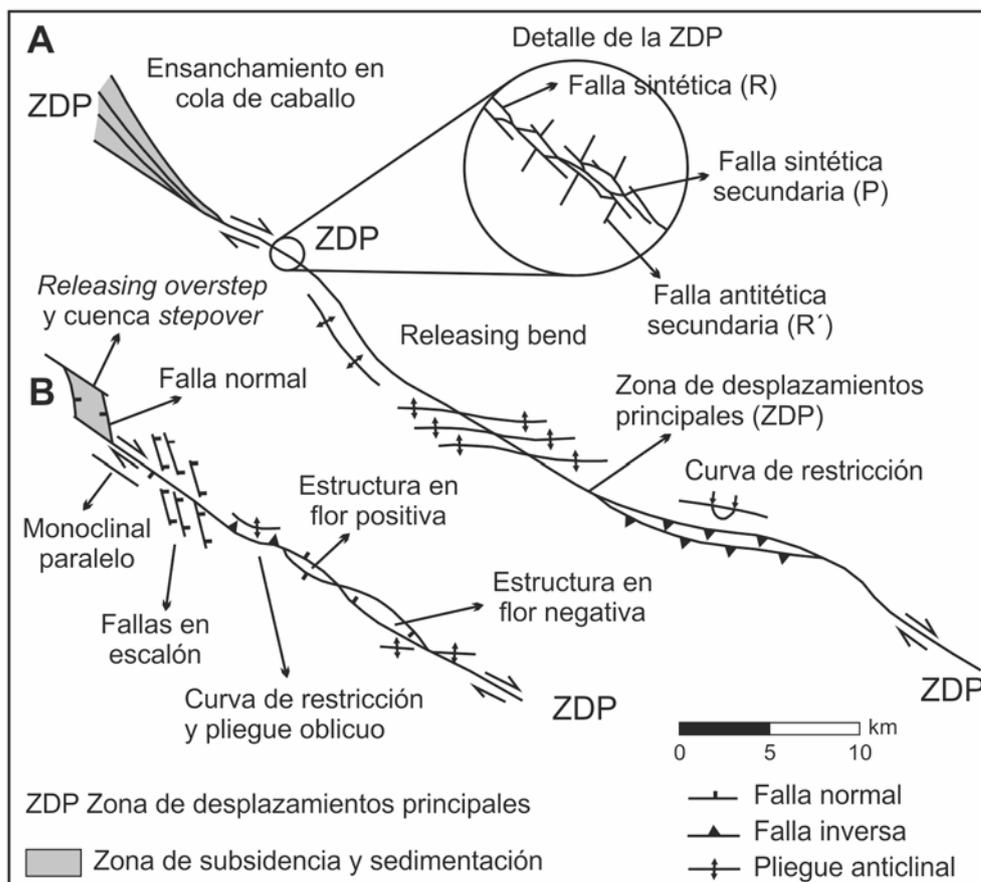


Figura 1.6. Geometría de las zonas de fallas direccionales (*strike-slip*), modificado de Allen y Allen (2005). A) vista en superficie de las estructuras asociadas a una falla dextral (ideal). B) falla dextral desarrollada en un ambiente ligeramente divergente. Muestra fallas normales en escalón, estructuras en flor y una cuenca *stepover*.

La transtensión ocurre cuando hay una combinación de movimientos de desgarre y extensión. En las zonas dominadas por deformaciones transtensivas se forman fallas normales, estructuras en flor negativas (Fig. 1.7A) y cuencas sedimentarias de mayor tamaño que registran potentes espesores de sedimentos.

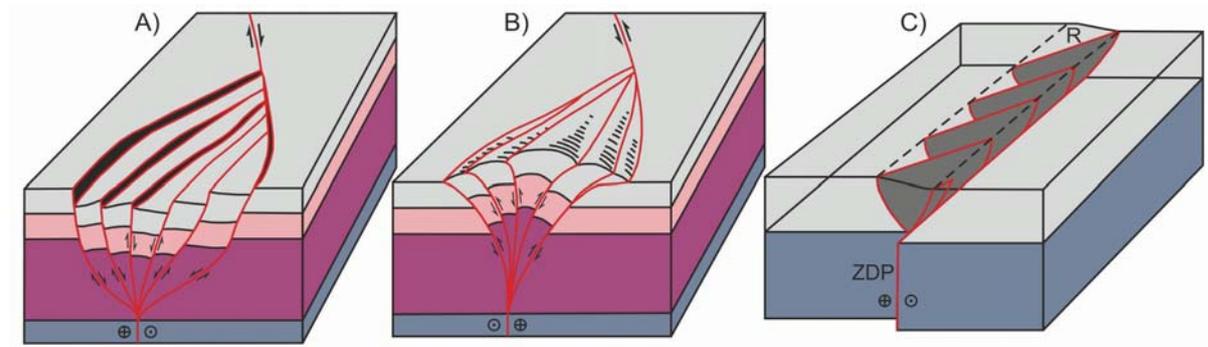


Figura 1.7. Bloques diagrama de las estructuras típicas de los sistemas de fallas direccionales, modificado de Naylor et al. (1986) y Sylvester (1988). A) flor negativa, B) flor positiva y C) fallas tipo *Riedel*.

1.6. CUENCAS RELACIONADAS CON FALLAS DE DESGARRE (*STRIKE-SLIP BASINS*)

Las cuencas sedimentarias relacionadas con ambientes tectónicos dominados por movimientos direccionales reciben el nombre de cuencas de desgarre o *strike-slip basin* (Mann et al., 1983; Christie-Blick y Biddle, 1985; Fig. 1.8). Dichas cuencas inicialmente se denominaron como cuencas *pull-apart* (Burchfield y Stewar, 1966; Aydin y Nur, 1982). Posteriormente el término *pull-apart basin* quedó restringido a las cuencas que se desarrollan en ambientes transtensivos (Ingersoll y Busby, 1995).

Las cuencas de desgarre al igual que las fallas direccionales se desarrollan en contextos de límites de placas y en zonas de intraplaca (Fig. 1.4 y Tabla 1.2). Dichas cuencas muestran tamaños y geometrías muy variadas (Fig. 1.8). Según Allen y Allen (2005) son las cuencas de menores dimensiones formadas en ambientes extensivos y compresivos. La mayoría de las cuencas de desgarre han experimentado tanto extensión como acortamiento a lo largo de su desarrollo y evolución. Estas cuencas presentan características estratigráficas, sedimentológicas y estructurales peculiares que las diferencian del resto de cuencas sedimentarias (Fig. 1.8). Dichas características son el resultado de las complejas relaciones tectono-sedimentarias que experimentan durante su evolución.

Las cuencas de desgarre, generalmente, son asimétricas y de tamaños variados. Las zonas más profundas se localizan, generalmente, adyacentes a las fallas principales. El relleno sedimentario está constituido por facies de medios sedimentarios muy diferentes: marinos profundos y someros, transicionales y/o continentales. Dicho relleno muestra importantes variaciones laterales y verticales de facies y espesores. Los depósitos formados a lo largo de la Zona de Desplazamientos Principales suelen ser brechas y conglomerados sintectónicos de granulometría gruesa. En los márgenes menos activos se desarrollan depósitos de granulometría más fina. Los cuerpos sedimentarios, generalmente, tienen geometrías en forma de cuña.

Las cuencas de desgarre registran elevadas tasas de sedimentación y generalmente son de corta duración. Dichas tasas quedan registradas en forma de espesores importantes de sedimentos. Los depocentros migran en la misma dirección de los desplazamientos de las fallas principales. El relleno sedimentario incluye discordancias y deformaciones sintectónicas.

En las cuencas de desgarre se desarrollan estructuras en flor negativas y positivas (Fig. 1.7A, B), fallas normales e inversas, cabalgamientos, pliegues y fallas normales en escalón (*echelon*) y fallas tipo *riedel* (Fig. 1.7C). En la zona de desplazamientos principales se forman fallas normales e inversas en un mismo intervalo de tiempo y a lo largo de las fallas principales.

1.6.1. Cuencas transtensivas

Las cuencas transtensivas se forman en regímenes extensivos a lo largo de los sistemas de fallas de desgarre (Ingersoll y Busby, 1995). También se desarrollan en límites de placas, zonas de subducción oblicua, arcos volcánicos y en zonas de escape tectónico relacionados con la colisión. (Einsele, 2000; Tabla 1.3). Dichas cuencas incluyen las *releasing bends* y las *stepover* (Fig. 1.8A, B) y registran estructuras en flor negativa (Fig. 1.7A).

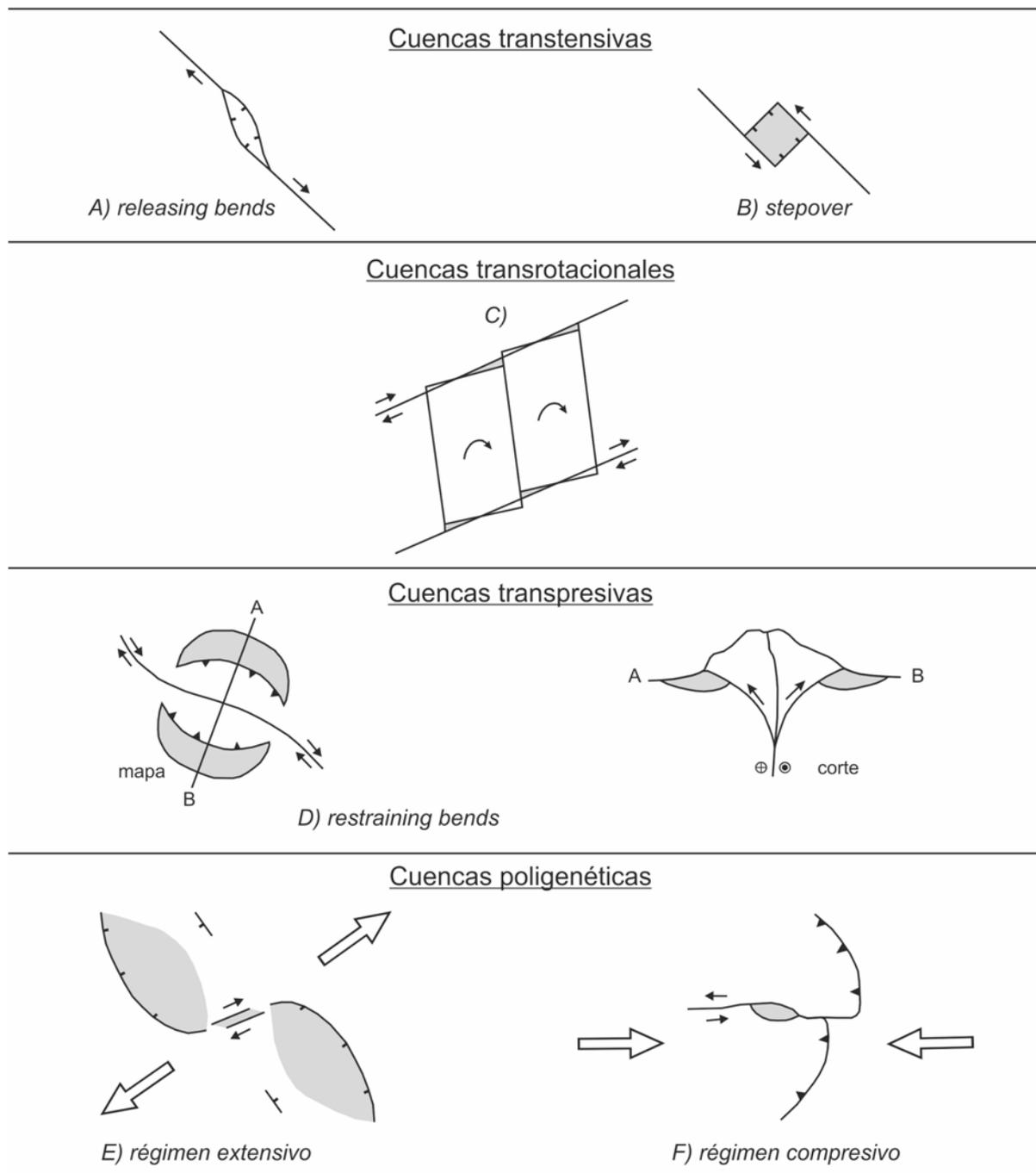


Figura 1.8. Cuencas desarrolladas en ambientes *strike-slip*, modificado de Nilsen y Sylvester (1995): (A) cuenca tipo *releasing bends*, (B) cuenca tipo *stepover*, (C) cuencas transrotacionales, (D) cuencas transpresivas, (E y F) cuencas poligenéticas.

Las cuencas *releasing bends* se desarrollan asociadas a los tramos curvos de las fallas direccionales (Nilsen y Sylvester, 1995). Son estrechas, pequeñas y muestran geometrías asimétricas entre las que predominan las formas lenticulares (Fig. 1.8A). Las fallas que delimitan dichas cuencas muestran fuertes buzamientos hacia el centro y se juntan en profundidad como parte de la falla principal. Los sedimentos de granulometría gruesa se distribuyen a lo largo de los límites activos y los depocentros migran en la misma dirección de los movimientos de las fallas principales.

Tabla 1.3. Clasificación de las cuencas sedimentarias desarrolladas en contextos de convergencia, compilado de Einsele (2000).

| Categoría de cuencas | Tipología de cuenca | Tipo de substrato | Régimen tectónico | Características de las cuencas |
|--------------------------------|--|--|--|--|
| Relacionadas con la subducción | - Fosas oceánicas - Antearco - Intra-arco - Tras-arco | Oceánico Continental, oceánico o transicional | Convergente Divergente | Parcialmente asimétricas, de profundidad y subsidencia muy variables |
| Relacionadas con la colisión | - Remanente - Antepaís - A cuestras - Intramontanas | Oceánico Continental o transicional | Convergente Flexión litosférica, convergente o desgarre | Subsidencia activa por carga sedimentaria. Asimétricas, subsidencia en aumento, elevación y hundimiento contemporáneos. |
| De desgarre | - Transtensivas - Transpresivas - Transrotacionales - Poligenéticas | Continental y oceánico | Desgarre, \pm convergente o divergente | Relativamente pequeñas y alargadas, rápida subsidencia. |

Las cuencas *stepover* se forman entre dos tramos paralelos o subparalelos de fallas direccionales que no están conectados (Aydin y Nur, 1985; Schubert, 1986; Sarewitz y Lewis, 1991). Estas cuencas muestran geometrías simétricas en forma de rombos (Fig. 1.8B) y están delimitadas por fallas de desgarre que buzando hacia el centro de la cuenca. Dichas fallas pueden juntarse en profundidad como parte de la falla direccional principal. Los sedimentos de granulometría gruesa se distribuyen a lo largo de los márgenes de las cuencas y los depocentros pueden estar o no adyacentes a dichos márgenes. Las cuencas *stepovers*, generalmente, están compuestas por varias subcuencas; limitadas por fallas normales transversales a las fallas direccionales principales. En estadios muy evolucionados de este tipo de cuencas, sometidas a un adelgazamiento litosférico significativo, puede llegar a generarse corteza oceánica nueva, con vulcanismo asociado y elevado gradiente geotérmico.

1.6.2. Cuencas transpresivas

Las cuencas transpresivas se forman paralelas a las fallas direccionales principales y muestran geometrías estrechas y alargadas (Fig. 1.8D). El relleno sedimentario muestra

distribuciones irregulares y asimétricas de sus facies; y frecuentemente contiene discordancias. Estas cuencas se desarrollan en ambientes compresivos locales, relacionados con zonas de convergencia oblicua y registran estructuras en flor positivas (Fig. 1.7B), fallas inversas y cabalgamientos.

1.6.3. Cuencas transrotacionales

Las cuencas transrotacionales se forman como resultado de la rotación horizontal de grandes bloques delimitados por fallas (Allen y Allen, 2005; Fig. 1.8C). Dicha rotación está condicionada a la existencia de una superficie de despegue en el basamento. Estas cuencas muestran geometrías triangulares o romboidales y se desarrollan en la periferia de los bloques rotados.

1.6.4. Cuencas poligenéticas

Las cuencas poligenéticas se forman a lo largo de las zonas de transferencia o acomodación de las fallas principales y en los flancos de los bloques corticales independientes (Ingersoll y Busby, 1995; Tabla 1.2 y Fig. 1.8E, F). Dichas cuencas se desarrollan tanto en ambientes compresivos como extensivos, asociadas a fallas direccionales locales. Las cuencas muestran geometrías asimétricas y pequeñas dimensiones.

1.6.5. Cuencas de terminación de fallas (*fault-termination basin*)

Las cuencas de terminación de fallas se forman donde las fallas normales o inversas se separan de la direccional principal, sin que haya un relevo o paso a otro sistema de fallas (Miall, 2000; Umhoefer et al., 2007; Figs. 1.5 y 1.6A). Dichas cuencas están relacionadas con fallas transcurrentes y se forman en zonas de deformación de intraplaca (Storti et al., 2003; Figs. 1.5 y 1.9; Tabla 1.2). Muestran geometrías asimétricas, similares a las cuencas transtensivas y transpresivas.

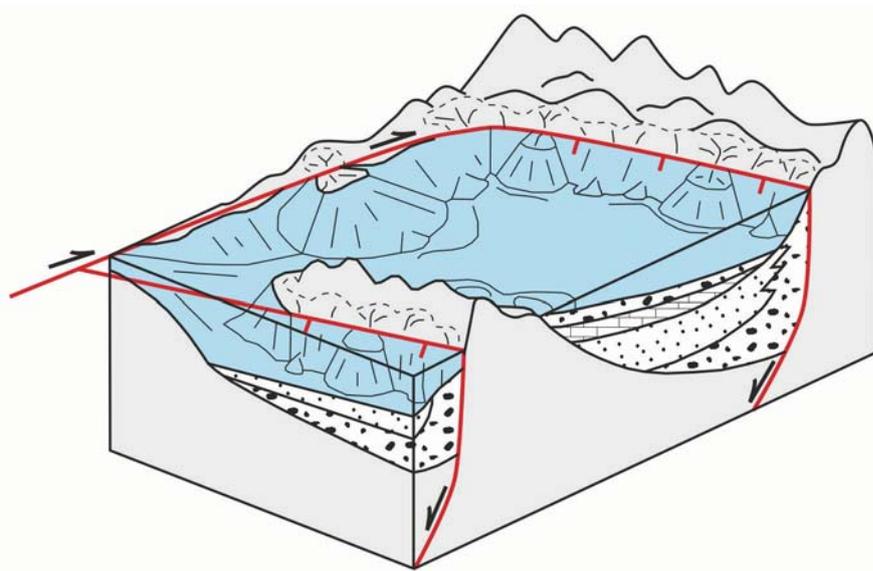


Figura 1.9. Bloque diagrama de las cuencas de terminación de fallas (*fault-termination basins*), modificado de Umhoefer et al. (2007).

1.7. RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

Las relaciones entre la tectónica y la sedimentación son muy variadas, y están controladas por el contexto tectónico en el que se han desarrollado las cuencas sedimentarias y sus variaciones. Los cambios del régimen tectónico quedan registrados en forma de variaciones en las propiedades de las secuencias estratigráficas. Entre las propiedades del relleno sedimentario más sensibles a registrar dichos cambios tectónicos cabe destacar los tipos de facies, la geometría y el espesor de los estratos. En ambientes tectónicos de convergencia y colisión oblicua, controlados por fallas de desgarre, dichas propiedades muestran variaciones laterales y verticales bruscas.

El conocimiento y caracterización de las relaciones entre la tectónica y la sedimentación permite acotar en el tiempo un proceso tectónico determinado. Teniendo en cuenta principalmente la actividad tectónica se han diferenciado tres estadios en el relleno sedimentario: pre-tectónico, sintectónico y post-tectónico (Fig. 1.10). La diferenciación de estos estadios se ha basado, fundamentalmente, en la geometría de los estratos. Las secuencias pre-tectónicas son anteriores al proceso tectónico, por lo que se encuentran afectadas por las deformaciones más importantes y los espesores se mantienen constantes. Las secuencias sintectónicas son fácilmente reconocibles por presentar un menor grado de deformación y por la geometría de sus estratos en forma de cuña (estratos de crecimiento o *growth strata*) como consecuencia de que la sedimentación de las secuencias y la actividad tectónica ocurrieron simultáneamente. Las secuencias post-tectónicas son aquellas que se depositaron con posterioridad al proceso tectónico, por lo que fosilizan las estructuras y apenas muestran deformaciones ni variaciones de espesor.

Las secuencias estratigráficas sintectónicas muestran estratos de crecimiento asociados a pliegues y fallas (Fig. 1.10). El crecimiento de los estratos asociados a los pliegues ocurre en dirección a los flancos (Fig. 1.10A, B, C, D) y la geometría depende, en gran medida, de la relación entre las tasas de levantamiento tectónico y acumulación de sedimentos. La relación entre las tasas de levantamiento y acumulación determinan la disposición y geometría de las secuencias estratigráficas de la cuenca. Cuando las tasas de sedimentación son mayores que las de levantamiento tectónico se forman relaciones de solapamiento (*overlap*, Fig. 1.10A, B, C). Cuando las tasas de sedimentación son menores que el levantamiento tectónico se forma solapamiento expansivo (*onlap*, Fig. 1.10B). Cuando las tasas de sedimentación son mucho menores que el levantamiento ocurre el solapamiento retractivo (*offlap*, Fig. 1.10B, D). Los estratos de crecimiento asociados a fallas normales (Fig. 1.10E) muestran forma de abanico en dirección a las fallas.

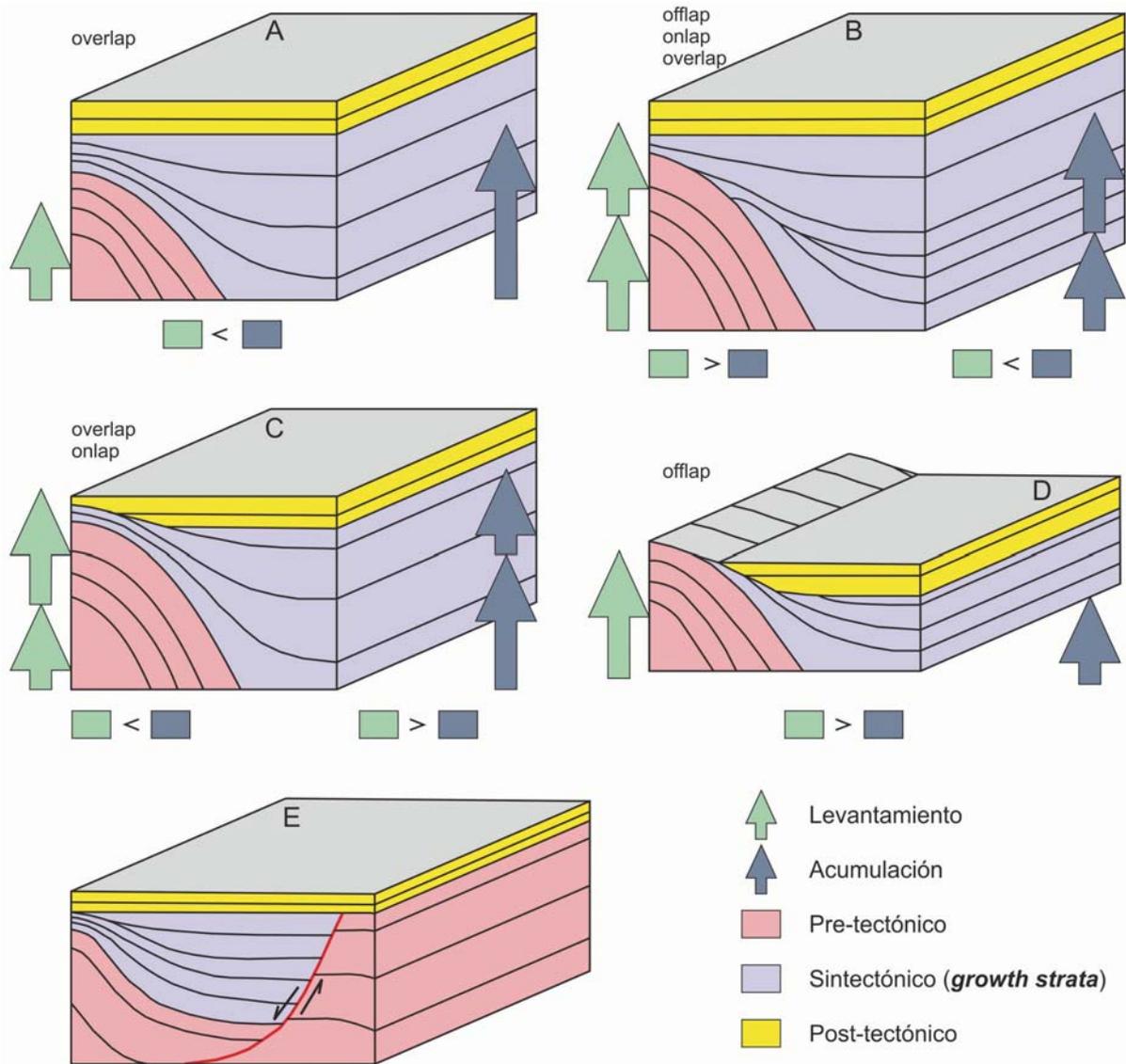


Figura 1.10. Geometría de los estratos de crecimiento (*growth strata*). A, B, C y D geometrías de los estratos de crecimiento resultado de diferentes relaciones entre las tasas de levantamiento y de acumulación de sedimentos. A) tasas de acumulación mayores que las tasas de levantamiento, B) disminución progresiva de las tasas de levantamiento, C) disminución progresiva de las tasas de acumulación, D) tasas de acumulación menores que las de levantamiento. E) estratos de crecimiento asociado a una falla normal. Los esquemas (A, B, C y D) han sido modificados de Burbank y Vergés (1994).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. EL CARIBE

La región del Caribe muestra una elevada complejidad geológica, resultado de su origen y evolución. En dicha región se desarrollan límites de placas transformantes y convergentes; cuencas sedimentarias, arcos de islas, fosas, elevados estructurales y zonas de generación de corteza oceánica (Fig. 2.1). Esta diversidad geológica ha motivado a la comunidad científica internacional durante más de 100 años. Como resultado de estos años de investigación se han logrado importantes avances en el conocimiento geológico del Caribe; aunque todavía persiste diversidad de opiniones sobre el origen de la Placa Caribe.

Los límites de la región geográfica del Caribe no coinciden con los de la Placa Caribe. El Caribe geográfico es más extenso que la Placa Caribe e incluye además del Mar Caribe, sus islas y las costas que rodean a dicho Mar. La Placa Caribe incluye bloques continentales de América Central y Sudamérica, pero excluye las estructuras presentes en el Mar Caribe occidental, como son la Cuenca de Yucatán, el Elevado de Caimán y la isla de Cuba (Fig. 2.1).

Actualmente la Placa Caribe (Fig. 2.1) se localiza entre las placas Norteamericana, Suramericana, Cocos y Nazca (Molnar y Sykes, 1969; Calais, et al., 1998). El límite norte de la Placa Caribe está definido por una zona transformante con movimientos transcurrentes siniestros que se extiende desde Centro América hasta el norte de la isla de La Española. El límite sur está constituido por una amplia zona de deformaciones con movimientos de desgarre dextro (Molnar y Sykes, 1969) que se extiende desde Colombia hasta el NE de Venezuela. Dicho límite muestra una elevada complejidad geológica, posiblemente determinada por la existencia de un sistema de microplacas (Mann et al., 1995). El límite este está formado por la zona de subducción de las placas Suramericana y Norteamericana bajo la del Caribe. Dicha subducción ha generado el Arco Volcánico de las Antillas Menores. El límite oeste está definido por la zona de subducción de Centro América, y se relaciona con el movimiento hacia el NE y E de las placas de Cocos y Nazca, respectivamente. Asociado a este límite se ha desarrollado el Arco Volcánico de Centro América.

El origen de la Placa del Caribe está ligado a la ruptura de Pangea y la formación del Proto-Caribe durante el Jurásico (Pindell y Dewey, 1982; Iturralde-Vinent, 2006). La expansión y generación de la corteza del Proto-Caribe provocó la separación de las placas Norteamericana y Suramericana. El espacio entre las placas americanas fue ocupado progresivamente por corteza oceánica proveniente de la cuenca del Pacífico (Placa Farallón; Wilson, 1966; Pindell, 1985, 1994; Pindell et al., 1988, 2005, 2006; Pindell y Kennan, 2009). La posterior migración hacia el E-NE de la Placa Farallón provocó la subducción, en dirección suroeste, de la corteza del Proto-Caribe bajo la Placa Farrallón y el desarrollo del Arco Volcánico Caribeño durante el Cretácico Inferior. Este proceso consumió toda la corteza del Proto-Caribe y permitió el emplazamiento de la Placa Caribe entre las placas Norteamericana y Suramericana. Las placas Farallón y Caribe se separaron cuando se inició la subducción en Centro América. La mayor parte de la Placa Caribe está constituida por corteza oceánica, aunque también contiene pequeños bloques de corteza continental y transicional.

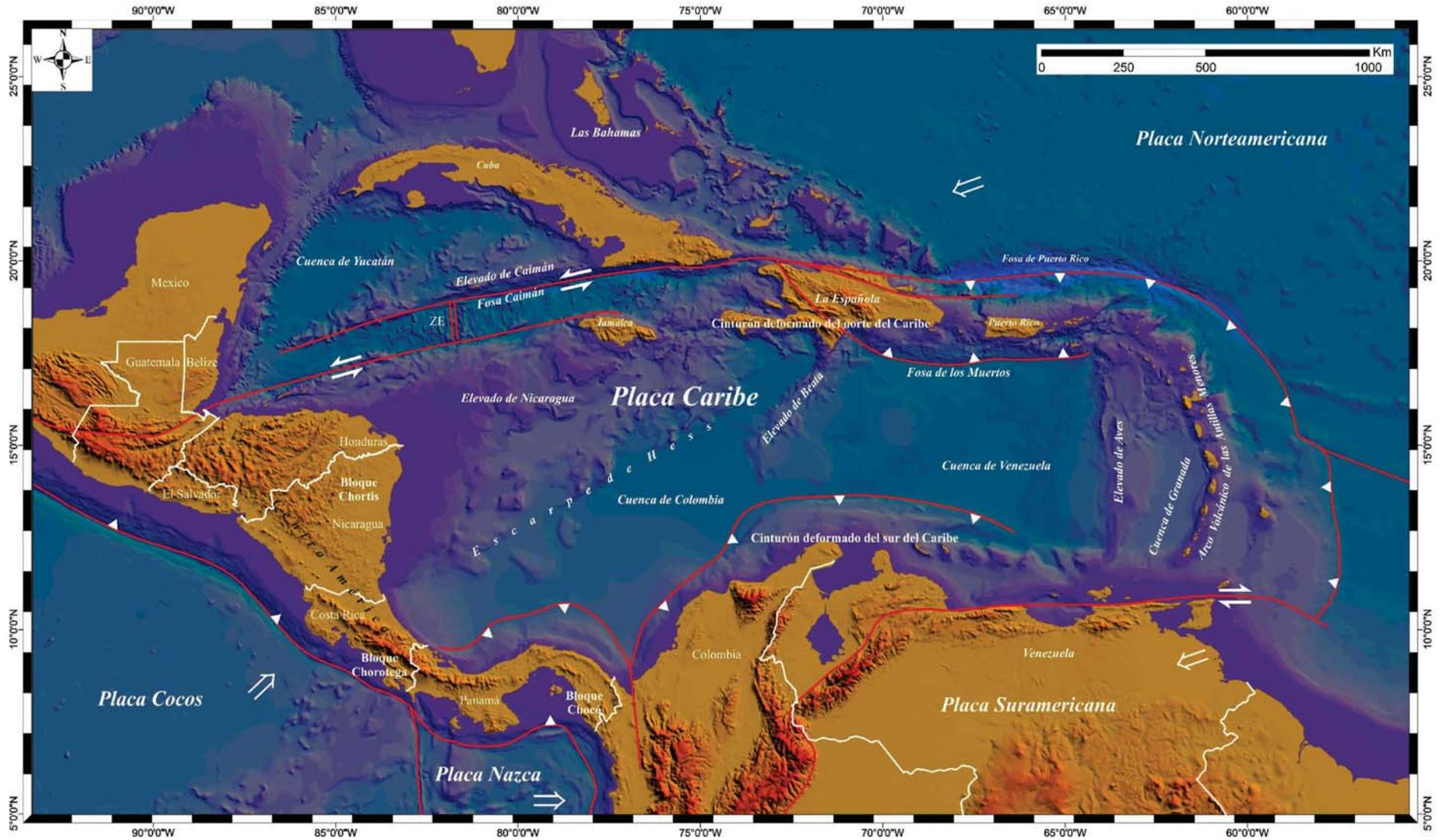


Figura 2.1. Mapa del Caribe. Muestra los límites actuales de la Placa Caribe y las provincias geológicas, modificado de Case et al. (1984) y Draper et al. (1994). (ZE) Zona de Expansión y generación de corteza.

La Placa Caribe se desplaza en dirección E-NE con una velocidad de entre 1.88 y 2 cm/año (DeMets et al., 1990, 2000). Este movimiento ha generado un desplazamiento, desde el Eoceno Medio hasta el Holoceno, de entre 800 y 1000 km respecto a la Placa Norteamericana (Mann y Burke, 1984; Rosencrantz, 1990).

En el Caribe se han reconocido diferentes provincias geológicas (Draper et al., 1994). Dichas provincias incluyen cuencas oceánicas (Colombia, Venezuela y Granada), bloques elevados (Aves, Beata y Nicaragua), el arco de las Antillas Menores, bloques continentales y oceánicos en América Central (Chortis, Chorotega y Chocó), el cinturón orogénico de las Antillas Mayores (Cuba y La Española), fosas (Caimán, Los Muertos y Puerto Rico), entre otras (Fig. 2.1)

Cuenca de Colombia

La Cuenca de Colombia se localiza en la parte sur del Caribe y se extiende desde el norte de Panamá y Colombia hasta el sur de La Española (Fig. 2.1), y muestra una geometría triangular. Limita por el norte con el Escarpe de Hess y La Española, por el sur con el margen continental de Panamá y Colombia, y por el este con el Elevado de Beata y la Cuenca de Venezuela. La zona más profunda de la cuenca se localiza al sur de La Española y puede alcanzar los 4400 m. El basamento de la cuenca está constituido por corteza oceánica sobre la cual se han depositado espesores importantes de sedimentos (Pindell y Barrett, 1990; Meschede y Frisch, 1998). Las zonas norte y sur de la cuenca registran potentes secuencias turbidíticas. Los mayores aportes de sedimentos provienen de los bloques continentales de Panamá y Colombia.

Cuenca de Venezuela

La Cuenca de Venezuela es una cuenca desarrollada sobre corteza oceánica, que se localiza en la parte oriental del Caribe, y es la más extensa y una de las más profundas de todas las cuencas de la región (Fig. 2.1). Limita por el norte con la Fosa de los Muertos, por el sur con el margen continental de Venezuela, por el oeste con el Elevado de Beata y la Cuenca de Colombia, y por el este con el Elevado de Aves. Los límites norte y sur coinciden con zonas de subducción (Ladd et al., 1990) y registran las mayores profundidades de la cuenca. El basamento de la cuenca está constituido por corteza oceánica (Pindell y Barrett, 1990; Meschede y Frisch, 1998). La cuenca registra importantes volúmenes de sedimentos procedentes de los elevados de Beata y Aves.

Cuenca Yucatán

La Cuenca de Yucatán se localiza al norte de la Placa Caribe y muestra una geometría en forma de triángulo (Fig. 2.1). Limita al norte con Cuba, al oeste con la plataforma de Yucatán (México) y al sur con el Elevado de Caimán. En la cuenca se diferencian varios dominios geológicos que pueden corresponderse con subcuencas (Rosencrantz, 1990; Mann, 1999). En la parte oeste se desarrolla una llanura con profundidades que varían entre los 4000 y 4600 metros que se corresponde con una cuenca *strike-slip*. El basamento está constituido por corteza oceánica, transicional y continental, cubierta por importantes espesores de turbiditas

(Draper et al., 1994). La parte sureste muestra una topografía irregular y las profundidades varían entre los 2000 y 3500 metros. El basamento está constituido por corteza de arco volcánico adelgazada. La parte sureste y este de la Cuenca Yucatán se han desarrollado en un contexto de intra-arco durante el Cretácico Superior-Paleoceno Inferior (Hall y Yeung, 1980; Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1994; Pindell et al., 2005; García-Casco et al., 2008).

Cuenca de Granada

La Cuenca de Granada se localiza en la parte suroriental del Caribe y muestra una geometría alargada en dirección N-S (Fig. 2.1). Limita por el oeste con el Elevado de Aves, al norte y este con el Arco Volcánico de las Antillas Menores y al sur con el margen continental de Venezuela. Las mayores profundidades se registran en la parte sur (3000 m). El basamento está constituido por corteza oceánica, similar a la de la Cuenca de Venezuela, cubierta por una potente secuencia de rocas volcanoclásticas y sedimentarias del Cenozoico (Pinet et al., 1985; Sigurdsson et al., 1980). El origen de la cuenca no está del todo claro. Según Kearey (1974) se formó en un contexto de ante-arco asociado a la migración hacia el este de la zona de subducción, durante el Eoceno. Según Bouysse (1988), Pindell y Barrett (1990), Holcombe et al. (1990) y Bird et al. (1999) la Cuenca de Granada es una cuenca de tras-arco.

Fosa Caimán

La Fosa de Caimán es una estructura alargada en dirección NE-SO que se extiende desde Belice hasta el sur de Cuba Oriental (Fig. 2.1). Dicha zona está formada por un sistema de fallas de desgarre (*strike-slip*) siniestras que definen el límite norte de la Placa Caribe. Limita por el norte con el Elevado de Caimán y Cuba Oriental, y por el sur con el Elevado de Nicaragua y Jamaica. El basamento está constituido por corteza oceánica cubierta por sedimentos recientes (Draper et al., 1994). En la parte central de la Fosa Caimán, al SO de las Islas Caimán, se localiza un centro de expansión y generación de corteza oceánica (Holcombe et al., 1973; Rosencrantz et al., 1988; Draper et al., 1994; Calais, et al., 1998) que ha sido activo desde el Eoceno Medio (Leroy et al., 2000). Dicho centro de expansión constituye la cuenca *pull-apart* Caimán. Las velocidades de expansión varían entre los 0.5 y 1.5 cm/año (Perfit y Heezen, 1978; Rosencrantz et al., 1988; DeMets y Wiggins-Grandison, 2007). Estas tasas de expansión han generado un desplazamiento siniestro de entre 775 y 1100 km de la Placa Caribe (Rosencrantz et al., 1988; Pindell y Barrett, 1990; Leroy et al., 2000). La Fosa de Caimán define el límite actual entre las placas del Caribe y Norteamericana. Su origen y evolución está relacionado con el movimiento hacia el NE de la Placa Caribe y la formación y acreción del Orógeno Cubano al margen de las Bahamas.

Fosa de Puerto Rico

La Fosa de Puerto Rico se localiza al norte de la isla homónima (Fig. 2.1) y registra las mayores profundidades de toda la región del Caribe (8300 m). Muestra una forma alargada y estrecha en dirección E-O, y se extiende por más de 500 km frente a las costas de Puerto Rico. Dicha fosa se relaciona con la subducción, en dirección SO, de la Placa Norteamericana bajo la del Caribe. La oblicuidad de la subducción (10°) ha favorecido la formación de importantes sistemas de fallas de desgarre siniestro en la zona de ante-arco (Ten Brink et al., 2004).

Fosa de los Muertos

La Fosa de los Muertos se localiza al sur de Puerto Rico y registra profundidades superiores a los 5600 m (Fig. 2.1). Se extiende por más de 700 km en dirección E-O desde el sur de La Española hasta el Elevado de Aves. Dicha fosa está relacionada con la subducción hacia el NE de la corteza de la Cuenca de Venezuela bajo el arco volcánico (Ladd et al., 1977, 1981; Biju-Duval et al., 1982; Byrne et al., 1985; Masson y Scanlon, 1991; David, 1994; Carbó et al., 2005). Las tasas de subducción varían a lo largo de la fosa. Al SE de La Española las tasas alcanzan los 3 mm/año (Calais et al., 2002), mientras que hacia el este se atenúa hasta desaparecer totalmente (Masson y Scanlon, 1991; Carbó et al., 2005).

Elevado de Beata

El Elevado de Beata es un bloque de corteza transicional (Fox y Heezen, 1985) que se extiende en dirección SO por más de 400 km desde el sur de La Española (Fig. 2.1). Dicho elevado separa las cuencas de Colombia y Venezuela. El límite occidental está definido por una zona de fuertes pendientes asociadas a fallas normales. En cambio, el límite oriental muestra pendientes suaves con un paso gradual a la Cuenca de Venezuela. El basamento del Elevado de Beata está constituido por rocas volcánicas y está cubierto por potentes secuencias sedimentarias. La formación del elevado se asocia a movimientos tectónicos verticales que actuaron desde el Cretácico Superior hasta el Paleógeno Inferior (Holcombe et al., 1990; Draper et al., 1994).

Elevado de Nicaragua

El Elevado de Nicaragua es un bloque predominantemente constituido por corteza continental que se extiende en dirección NE-SO desde Centro América hasta Jamaica (Fig. 2.1). Limita por el norte con la Fosa Caimán, por el sur con el Escarpe de Hess y por el oeste con Nicaragua y Honduras. La parte occidental del elevado constituye la extensión hacia *offshore* del bloque continental de Chortis. El basamento de la parte occidental del elevado, posiblemente, esté constituido por rocas precámbricas y/o paleozoicas, cubiertas por potentes secuencias terrígenas y carbonatadas del Mesozoico. Se han reportado algunos cuerpos plutónicos graníticos del Cretácico y el Terciario. Los depósitos del Cenozoico están constituidos, principalmente, por rocas volcánicas con algunas intercalaciones de rocas volcanoclásticas y capas rojas (Gordon, 1990). La parte sureste muestra una topografía irregular y registra las mayores profundidades. La corteza del Elevado de Nicaragua se adelgaza en dirección O-E y adquiere un carácter de arco volcánico (Arden, 1975). El Elevado de Nicaragua registra considerables espesores de rocas carbonatadas del Cenozoico.

Elevado de Aves

El Elevado de Aves es una estructura de relieve positivo, alargada en dirección N-S, que se extiende por más de 400 km en la parte oriental del Caribe (Fig. 2.1). Dicho elevado separa las cuencas de Venezuela y Granada. Está constituido por rocas volcánicas de edad Cretácico Superior-Paleógeno, cubiertas por potentes secuencias de rocas pelágicas del Terciario. El origen de este elevado se asocia a un arco volcánico de edad Cretácico Superior-Paleógeno

(Bouysse et al., 1985; Pinet et al., 1985; Holcombe et al., 1990) relacionado con la subducción de la corteza de la Cuenca de Venezuela bajo el Elevado de Aves (Donnelly, 1989).

Elevado de Caimán

El Elevado de Caimán se localiza fuera de la Placa Caribe, y separa la Cuenca de Yucatán de la Fosa Caimán (Fig. 2.1). Muestra un relieve positivo con forma estrecha y alargada, que se extiende por más de 900 km en dirección OSO-ENE desde el sur de la Cuenca Yucatán hasta el SO de Cuba Oriental. El elevado está constituido por rocas volcánicas con afinidad calcoalcalina (Lewis et al., 2005; Kysar et al., 2009). La posición y orientación del Elevado de Caimán puede sugerir que éste sea considerado como la continuación del Arco Volcánico Paleógeno de la Sierra Maestra (sur de Cuba Oriental; Perfit y Heezen, 1978; Sigurdsson et al. 2000); sin embargo, análisis recientes de rocas volcánicas de la Sierra Maestra muestran afinidad toleítica (Cazañas et al., 1998; Kysar et al., 1998; Kysar, 2001; Rojas-Agramonte et al., 2004).

Arco Volcánico de las Antillas Menores

El Arco Volcánico de las Antillas Menores se localiza en el límite oriental de la Placa Caribe (Fig. 2.1). Está formado por una serie de islas que se extienden en dirección NNO-SSO por más de 850 km desde el NE de Venezuela hasta el este de Puerto Rico. El arco volcánico se ha formado en relación con la subducción, en dirección oeste, de las placas Suramericana y Norteamericana bajo la del Caribe. Según Martin-Kaye (1969) y Draper et al. (1994) esta estructura está formada por un sistema de doble arco. Dichos arcos están superpuestos en la parte sur y se bifurcan en la norte. Las rocas volcánicas y sedimentarias que forman el arco de islas muestran edades que van desde el Eoceno Medio hasta el Holoceno (Maury, et al. 1990). Actualmente existe vulcanismo subaéreo.

2.2. PRINCIPALES RASGOS GEOLÓGICOS DE CUBA

La isla de Cuba es la mayor de las islas e islotes que conforman el archipiélago cubano (Fig. 2.2). Se localiza en la parte norte del Caribe y forma parte de las Antillas Mayores.

La geología de Cuba registra las diferentes etapas de evolución de la Placa del Caribe. La isla está formada por un orógeno que se relaciona con la convergencia y colisión durante el Cretácico Superior-Eoceno Medio del Arco Volcánico del Caribe con el margen continental de la Placa Norteamericana, por lo que actualmente Cuba forma parte de la Placa Norteamericana, aunque hasta el Eoceno Medio fue parte integrante de la Placa del Caribe (Draper y Barros, 1994). La separación de Cuba de la Placa del Caribe durante el Eoceno Medio-Superior se asocia al sistema de fallas transformantes siniestras que definen el límite norte de la Placa Caribe.

En Cuba se encuentran las rocas más antiguas de toda la región del Caribe (900 Ma; Somin y Millán-Trujillo, 1977; Renne et al., 1989), sin embargo este hecho no garantiza que podamos conocer su historia geológica desde esta edad. Dicha historia solo es descifrable a partir del Jurásico, periodo en el que inicia la apertura del Proto-Caribe.

Según Meyerhoff y Hatten (1968); Lewis (1990); Draper y Barros (1994) e Iturralde-Vinent (1996, 1997 y 1998) las características estructurales y el registro estratigráfico de Cuba permiten diferenciar tres grandes zonas o bloques tectónicos: Cuba Occidental, Cuba Central y Cuba Oriental (Fig. 2.2). Los bloques están separados por corredores tectónicos oblicuos al Orógeno Cubano. Asociadas a estos corredores se han formado importantes cuencas sedimentarias que registran la evolución estructural de la isla.

Las unidades geológicas implicadas en el Orógeno Cubano y representativas de las diferentes etapas de evolución del Caribe son: los Arcos Volcánicos, las Ofiolitas, el margen continental de la Placa Norteamericana y los terrenos Metamórficos (Fig. 2.2). La actividad magmática se corresponde con los arcos volcánicos del Cretácico (Arco Caribeño) y del Paleógeno (Sierra Maestra). Las unidades del margen continental de la Placa Norteamericana incluyen las secuencias del margen de las Bahamas y de Yucatán. Según García-Casco et al. (2008) los terrenos metamórficos que se encuentran dispersos en el Orógeno Cubano constituyen fragmentos de Caribeana, un dominio paleogeográfico conceptual definido por este autor y caracterizado por secuencias sedimentarias Mesozoicas desarrolladas en el Proto-Caribe, con características similares a las del margen continental de la Placa Norteamericana.

Margen de las Bahamas

Las secuencias del margen de las Bahamas afloran en Cuba Central en forma de franjas estrechas y alargadas en dirección NNO-SSE (Fig. 2.2). Estas secuencias muestran deformaciones importantes y están cabalgadas tanto por las Ofiolitas como por las rocas del Arco Volcánico Cretácico, formando un sistema imbricado de piel fina con vergencia hacia el NNE (Cruz-Orosa et al., 2012c). Según Hatten et al. (1958); Ducloz y Vuagnat (1962); Meyerhoff y Hatten (1968 y 1974); Pardo (1975); Hempton y Barros (1993) e Iturralde-Vinent (1998), las secuencias del margen de las Bahamas están constituidas por radiolaritas,

anhidritas, rocas carbonatadas detríticas y calizas hemipelágicas formadas en ambientes marinos de profundidades variables; su edad varía entre el Jurásico Superior (Kimmeridgiense) y el Cretácico Superior (Maastrichtiense), y muestran características típicas de la progradación de un margen continental pasivo.

Margen de Yucatán

Las secuencias del margen de Yucatán afloran exclusivamente en Cuba Occidental, en forma de franjas alargadas en dirección NE-SO (Fig. 2.2). Dichas secuencias muestran importantes deformaciones y una estructura interna compleja, formada por un sistema imbricado de piel fina con vergencia hacia el NNO (Saura et al., 2008; Cruz-Orosa et al., 2012c). Las secuencias del margen de Yucatán están constituidas principalmente por sedimentos detríticos de edad Jurásico Inferior-Medio, depositados en ambientes marinos someros y transicionales, y en menor medida por sedimentos carbonatados de edad Cretácico que se depositaron en medios marinos profundos (Hatten, 1957; Pszczolkowski, 1978). Estas secuencias muestran metamorfismo regional de bajo grado (esquistos verdes) y localmente se encuentran cabalgadas por unidades del Arco Volcánico Cretácico. El emplazamiento y la estructuración de las secuencias del margen de Yucatán ocurrió durante el Eoceno Inferior-Medio (Pszczolkowski, 1985).

Terrenos metamórficos

En la parte meridional de Cuba afloran los terrenos metamórficos Cangre, Pinos, Escambray y Asunción (Fig. 2.2). Estos terrenos se encuentran en posición alóctona y muestran diferentes facies metamórficas. García-Casco et al. (2008) considera estos terrenos como fragmentos de Caribeana.

Terreno Cangre

El Terreno Cangre aflora en forma de franja alargada, con dirección NE-SO, en la parte sur del bloque Cuba Occidental (Fig. 2.2). Está constituido por secuencias metasedimentarias y siliciclásticas con intercalaciones, en la base, de metacarbonatos y de rocas ígneas metamorfizadas (Millán-Trujillo, 1972). La edad de las rocas varía entre un posible Oxfordiense y el Cretácico Inferior (Hatten, 1957; Rigassi-Studer, 1963; Pszczolkowski, 1978, 1999). Dichas secuencias, por lo general, muestran metamorfismo de bajo grado representado por facies de esquistos verdes; aunque también se reconocen facies de esquistos azules (Somin y Millán-Trujillo, 1981; Millán-Trujillo, 1988; Cruz-Gámez et al., 2007; García-Casco et al., 2008). El emplazamiento, la estructuración y el metamorfismo del Terreno Cangre ocurrieron durante el Paleoceno-Eoceno Medio.

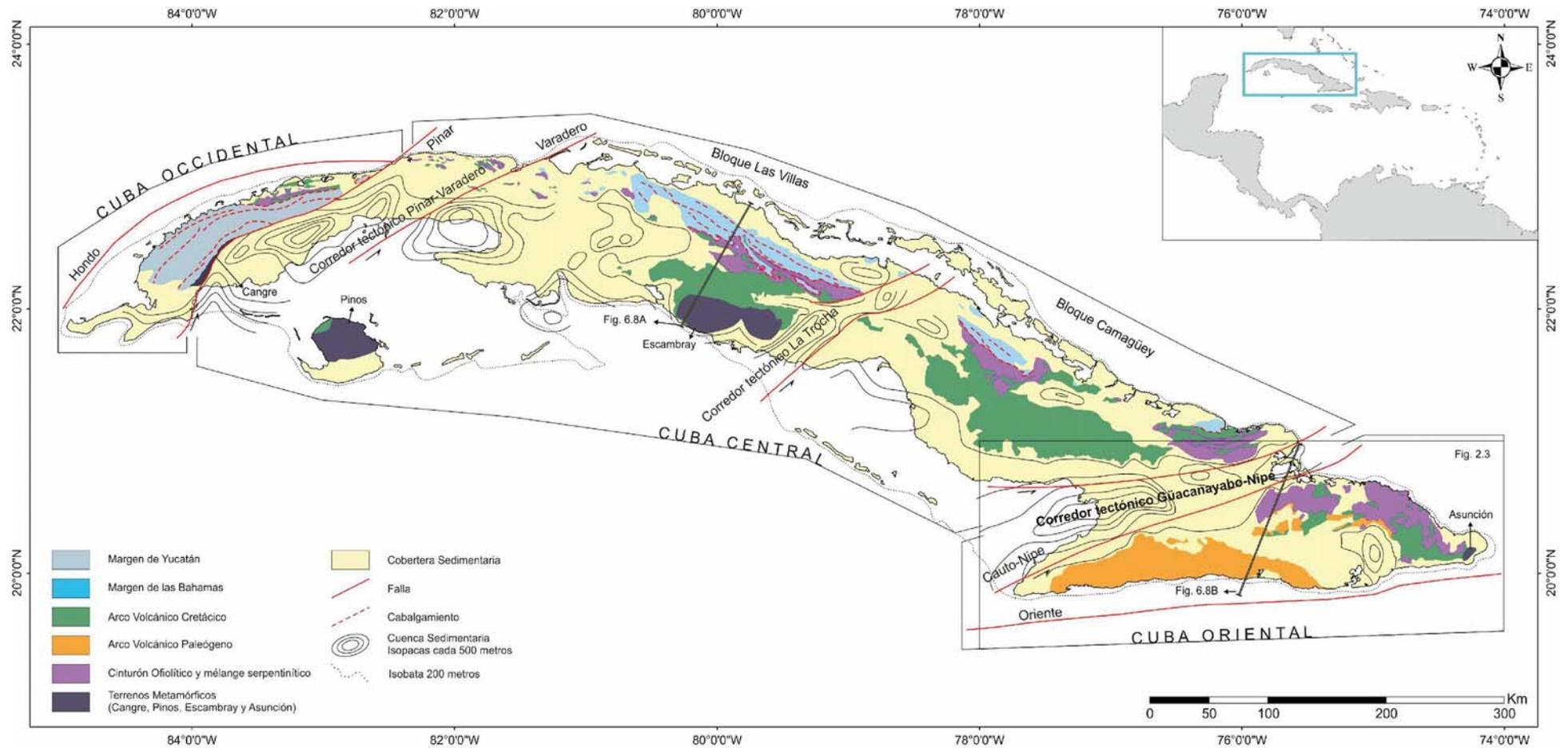


Figura 2.2. Mapa geológico de Cuba, modificado de Pushcharovsky (1988). Se muestran las principales unidades tectónicas y estructuras del Orógeno Cubano.

Terreno Pinos

El Terreno Pinos se localiza en la parte SO de Cuba Central (Fig. 2.2). Está constituido por secuencias siliciclásticas, mármoles y anfibolitas (Kuman y Gavilán, 1965; Millán-Trujillo, 1981, 1997b; Somin y Millán-Trujillo, 1981; Pardo y Moya, 1988; Pardo, 1990; Babushkin et al., 1990). Estas secuencias tienen una edad del Mesozoico y muestran un metamorfismo que varía de bajo a alto grado (Millán-Trujillo, 1975; Millán-Trujillo y Somin, 1985b; García-Casco et al., 2008). El Terreno Pinos está asociado a una zona de subducción y posterior exhumación en un contexto de intra-arco. Según Pindell y Barrett (1990), Draper (2001), Pindell et al. (2005) y García-Casco et al. (2001, 2008) la exhumación de Pinos se relaciona con la apertura de la Cuenca de Yucatán durante el Maastrichtiense Superior-Paleoceno.

Terreno Escambray.

El Terreno Escambray aflora como una ventana tectónica en la parte sur de Cuba Central (Fig. 2.2). Este terreno presenta una estructura interna compleja en forma de mantos de corrimiento, y un metamorfismo que varía desde alta a baja presión (Somin y Millán-Trujillo, 1981; Millán-Trujillo y Somin, 1981, 1985a; Millán-Trujillo, 1997c; Stanek et al., 2006). Está constituido por secuencias metasiliciclásticas, mármoles, filitas, esquistos verdes, azules, ofiolitas y anfibolitas. Las facies metamórficas están representadas por esquistos verdes, azules y eclogitas. La edad de las rocas del Escambray varía del Jurásico Inferior-Medio al Cretácico Superior. Según Iturralde-Vinent et al. (1996), Millán-Trujillo (1996a, 1997c), Iturralde-Vinent (1998), Schneider et al. (2004), Stanek et al. (2006), García-Casco et al. (2006) y Stanek y Maresch (2007) el Terreno Escambray se formó como un prisma de acreción relacionado con una zona de subducción desarrollada durante el Cretácico Superior y fue exhumado en un ambiente intra-arco.

Terreno Asunción

El Terreno Asunción aflora en forma de franjas alargadas, con dirección N-S, en la parte este de Cuba Oriental (Fig. 2.2). Las secuencias están constituidas por materiales metaterrígenos y metacarbonatados del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Millán-Trujillo et al., 1985; Millán-Trujillo y Somin, 1985a, 1985b). Dicho terreno está formado por las Fms Chafarina y Sierra Verde (Somin y Millán-Trujillo, 1972; Cobiella-Reguera et al., 1977; Gyarmati, 1983). Chafarina está constituida, fundamentalmente, por mármoles y Sierra Verde por cuarcitas, filitas con abundante grafito, mármoles grises y metabasaltos. El Terreno Asunción constituye la unidad inferior del bloque Cuba Oriental y ha registrado importantes desplazamientos tectónicos en dirección NO, relacionados con el emplazamiento de las Ofiolitas durante el Cretácico Superior-Daniense (Cobiella-Reguera et al., 1984b; Quintas, 1987, 1988; Nuñez Cambra et al, 2004; Iturralde-Vinent et al., 2006; García-Casco et al., 2008). El metamorfismo se desarrolló durante el Maastrichtiense (ca. 70 Ma; Lázaro et al., 2013).

Ofiolitas

Las secuencias ofiolíticas afloran en forma de franjas estrechas y alargadas, con dirección NO-SE, en la parte norte del Orógeno Cubano (Fig. 2.2). Dichas secuencias muestran estructuras en forma de escamas o mantos de corrimiento y relaciones tectónicas con las demás unidades del orógeno. Están constituidas, fundamentalmente, por peridotitas serpentinizadas y serpentinitas. Las Ofiolitas de los bloques Cuba Occidental y Central tienen características geoquímicas y estructurales diferentes a las de Cuba Oriental (Fonseca et al., 1985; Lewis et al., 2006; Cobiella-Reguera, 2005, 2009). También se diferencian, de las anteriores, las Ofiolitas asociadas a terrenos metamórficos (Iturralde-Vinent, 1996a).

Las Ofiolitas de los bloques Cuba Centro-Occidental están constituidas, principalmente, por harburgitas, dunitas, lherzolitas, websteritas y piroxenitas (Fonseca et al., 1985; Murashko y Lavandero, 1989; Andó et al., 1996; Llanes et al., 2001). Las secuencias ofiolíticas se encuentran formando *mélanges* tectónicos con rocas metamórficas y del Arco Volcánico Cretácico (Millán-Trujillo, 1996a; García-Casco et al., 2002, 2006; Rojas-Agramonte et al., 2010). Dichas secuencias muestran importantes deformaciones tectónicas y no conservan la estructura original. Se disponen tectónicamente sobre las unidades del margen continental de la Placa Norteamericana y están cubiertas, con igual contacto, por las secuencias del Arco Volcánico Cretácico (Iturralde-Vinent, 1996a). Las secuencias ofiolíticas se formaron en un contexto tectónico de suprasubducción en la zona de ante-arco (García-Casco et al., 2008) y muestran edades que varían desde el Jurásico Superior hasta el Albiense (Iturralde-Vinent 1990, 1996a; Iturralde-Vinent et al 1996; Cobiella-Reguera, 2005).

Las Ofiolitas del bloque Cuba Oriental muestran las unidades típicas de un complejo ofiolítico completo (Torres, 1987; Fonseca et al., 1985; Iturralde Vinent, 1996a; Proenza et al., 1999, 2003; Marchesi et al., 2006; Fig. 2.2). Dichas unidades se disponen en forma de capas subhorizontales separadas por contactos tectónicos (Lewis et al., 2006). Están constituidas, fundamentalmente, por harburgitas y dunitas. Asociadas a dichas ofiolitas también se encuentran *mélanges* de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas en condiciones de altas presiones (La Corea y Sierra del Convento; Millán-Trujillo, 1996a). Las secuencias ofiolíticas se formaron en un ambiente de tras-arco (Proenza et al., 1999, 2003) y se disponen tectónicamente sobre las rocas del Arco Volcánico del Cretácico y las unidades más antiguas. Están cubiertas por las rocas del Arco Volcánico del Paleógeno. El emplazamiento de las Ofiolitas tuvo lugar de sur a norte y ha sido datado del Campaniense Superior-Maastrichtiense, a partir de los sedimentos sintectónicos de las Fms La Picota y Mícara, aunque este proceso pudo durar hasta el Daniense Inicial (Cobiella-Reguera, 1978a, b; Quintas, 1989; Quintas et al., 1994; Proenza y Carralero, 1994; Proenza et al., 1998 y Lewis et al., 2006)

El emplazamiento de las Ofiolitas de la parte norte del Orógeno Cubano está relacionado con el proceso de convergencia y colisión de las placas Caribe y Norteamericana, desarrollado durante el Cretácico Superior-Eoceno Medio.

Arcos Volcánicos

En Cuba se reconocen varios eventos magmáticos desarrollados entre el Cretácico y el Paleógeno (Fig. 2.2). La actividad magmática del Cretácico, normalmente, se ha incluido dentro del Arco Caribeño (Pindell y Barret, 1990; Pindell et al., 2005, 2006), pero investigaciones recientes han puesto de manifiesto que en dicha actividad es posible diferenciar desde varios estadios de evolución hasta diferentes episodios volcánicos independientes (Iturralde-Vinent ed., 1996b; Kerr et al., 1999). Dichos episodios o secuencias magmáticas incluyen: un Arco Volcánico Boninítico, un Arco Volcánico Primitivo (IAT, del Cretácico Inferior), un Arco Volcánico de edad Aptiense-Campaniense con afinidad calcoalcalina y un Arco Volcánico Primitivo (IAT) del Cretácico Superior. El otro evento magmático registrado en Cuba corresponde al Arco Volcánico del Paleógeno, solo presente en Cuba Oriental.

Arcos Volcánicos Cretácicos

El magmatismo Cretácico está ampliamente desarrollado en Cuba (Figs. 2.2, 2.3). Las secuencias del Arco Boninítico están representadas por pequeños bloques de diabasas, basaltos y lavas que afloran entre las Ofiolitas de Cuba Occidental (Kerr et al., 1999). Dichas secuencias muestran afinidad toleítica y una edad Cretácico Inferior (Aptiense). Este arco se desarrolló en un contexto de suprasubducción con la zona de subducción buzando hacia el sur (Iturralde-Vinent et al., 1996b; Kerr et al., 1999).

El Arco Volcánico Primitivo está constituido por basaltos, traquibasaltos y dacitas de edad Cretácico Inferior (Pre-Aptiense; Díaz de Villalvilla et al., 1997; Kerr et al., 1999). Dichas secuencias afloran en Cuba Central y se encuentran intercaladas con rocas piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias.

Las secuencias del Arco Volcánico Aptiense-Campaniense afloran, prácticamente, en toda Cuba. Están representadas, principalmente, por un complejo vulcano-plutónico de afinidad calcoalcalina (Iturralde-Vinent, 1998). También se reconocen los complejos metamórficos, vulcano-sedimentario calcoalcalino y el vulcano-sedimentario alcalino. El complejo vulcano-plutónico muestra una variación en su composición que va desde toleítica hasta alcalina (Kerr et al., 1999). La posición y dirección de la subducción asociada al arco primitivo y al Aptiense-Campaniense aún es objeto de discusión. Según Shein (1985), Pszczolkowski (1987) y Andó et al. (1988) la zona de subducción debería buzarse hacia el sur y se localizaba donde están hoy las Ofiolitas. Pindell y Barret (1990) y Pindell (1994) consideran que durante el Albiense-Cenomaniense ocurrió una inversión de la zona de subducción. Este evento magmático se abortó al entrar en la zona de subducción los terrenos de Caribeana (García-Casco et al., 2008).

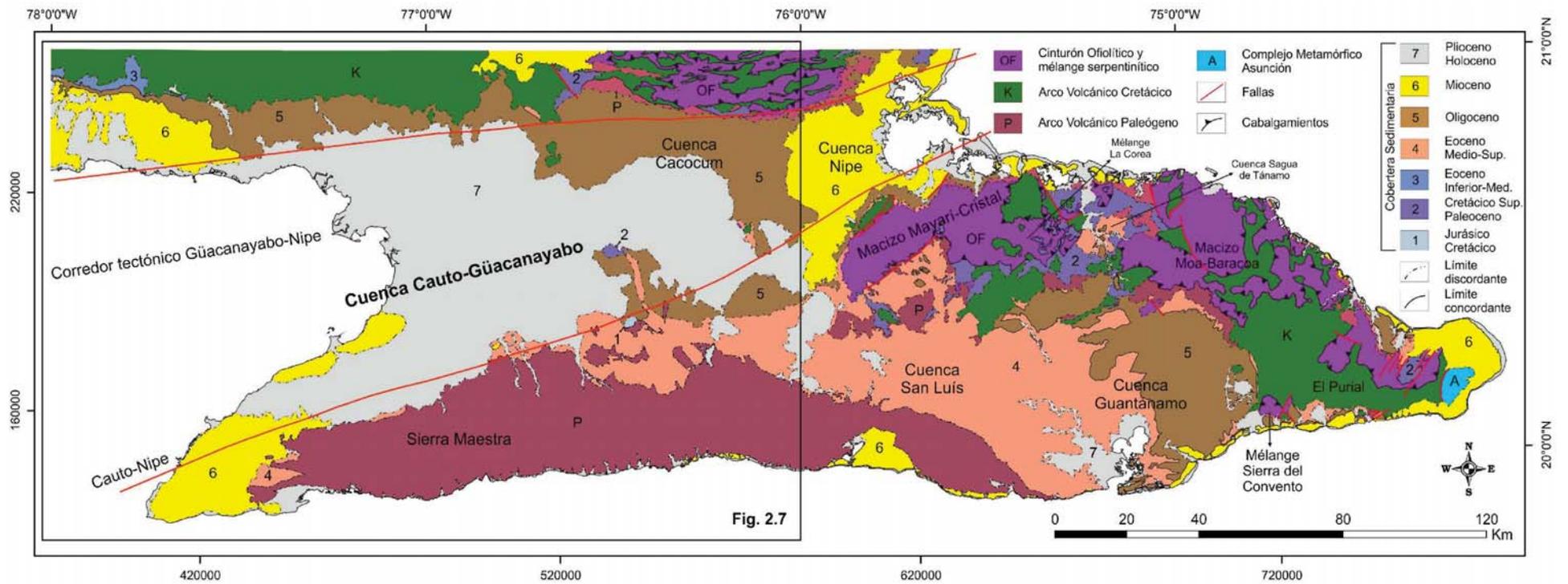


Figura 2.3. Mapa Geológico de Cuba Oriental, modificado de Pushcharovsky (1988). Muestra las principales unidades tectónicas, estructuras y las cuencas sedimentarias; además de algunos elementos que se discuten en el texto.

Las secuencias del Arco Primitivo (IAT) del Cretácico Superior se han descrito exclusivamente en la parte norte de Cuba Oriental y están constituidas por hialoclastitas y basaltos con intercalaciones de calizas y margas (Proenza et al., 2006; Iturralde-Vinent et al., 2006). Dichas secuencias muestran afinidad toleítica y una edad que varía entre el Turoniense y el Coniaciense. Esta actividad magmática está asociada a un arco, parcialmente contemporáneo con el arco Aptiense-Campaniense, pero diferente y asociado a una zona de subducción local. Según Lázaro et al. (2013) la zona de subducción fue de corta duración y se desarrolló durante el Cretácico Superior (90-70 Ma).

Arco Volcánico Paleógeno

Las secuencias del Arco Volcánico del Paleógeno se desarrollaron únicamente en Cuba Oriental y sus afloramientos muestran una orientación E-O (Figs. 2.2, 2.3). La serie vulcanogeno-plutónica aflora ampliamente en la Sierra Maestra, se ha desarrollado sobre el Arco Volcánico Cretácico y está representada por cuerpos intrusivos, rocas efusivas y sedimentarias (Lewis y Straczek, 1955; Laverov y Cabrera, 1967; Laznicka et al., 1970; Cobiella-Reguera, 1979, 1988; Pushcharovsky et al., 1989a, 1989b; Iturralde-Vinent, 1994). Dichas secuencias están constituidas por diabasas, basaltos, andesitas, dacitas, riolitas, tobas, tufitas, rocas siliciclásticas y calizas. El vulcanismo del Paleógeno muestra afinidad toleítica, tiene una edad de Paleoceno Inferior a Eoceno Medio y muestra características geoquímicas que sugieren un desarrollo de arco intra-oceánico (Cazañas et al., 1998; Kysar et al., 1998; Kysar, 2001; Rojas-Agramonte et al., 2004). El arco del Paleógeno se desarrolló asociado a una zona de subducción, localizada al sur de la Sierra Maestra, que buzaba hacia el norte (Cobiella-Reguera, 1988; Iturralde-Vinent, 1976, 1977, 1994).

Cobertera sedimentaria

Las rocas de la cobertera sedimentaria afloran ampliamente en toda Cuba (Fig. 2.2) y han registrado los diferentes estadios de evolución del Orógeno Cubano. La cobertera sedimentaria ha sido subdividida en tres secuencias de orden mayor: La inferior de edad Campaniense Superior a Maastrichtiense Inferior; la intermedia de edad Paleoceno Inferior a Eoceno Medio y la superior de edad post Eoceno Medio.

Las unidades que constituyen la secuencia Campaniense-Maastrichtiense registran la extinción del Arco Volcánico Aptiense-Campaniense. Estas unidades recubren discordantemente el Arco Volcánico y muestran deformaciones moderadas (Iturralde-Vinent, 1998). Durante el Campaniense Superior-Maastrichtiense Inferior la sedimentación estuvo dominada por secuencias siliciclásticas derivadas de la erosión del arco y las ofiolitas. Dichas unidades representan la sedimentación en ambientes marinos de profundidades variables y localmente, en las zonas del contacto con las Ofiolitas, registran importantes deformaciones. Durante el Maastrichtiense Superior la sedimentación estuvo dominada por rocas carbonatadas depositadas en medios marinos someros y apenas muestran deformaciones (Iturralde-Vinent, 1995; Rojas-Consuegra y Núñez Cambra, 1997; Tada et al., 2003).

Las unidades que constituyen la secuencia del Paleoceno-Eoceno Medio registran el proceso de colisión y acreción de los arcos volcánicos y las ofiolitas con el margen continental de la

Placa Norteamericana (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Iturralde-Vinent et al., 2008; Cruz-Orosa et al., 2012a, 2012b). Dichas unidades están constituidas por sedimentos molásicos y flyschoides de carácter claramente sinorogénico, así como rocas carbonatadas de ambientes marinos de profundidades variables, y muestran deformaciones moderadas que fueron coetáneas con la formación del orógeno.

La secuencia post Eoceno Medio alcanza su mayor desarrollo en las cuencas asociadas a los corredores tectónicos de Pinar-Varadero, La Trocha y Güacanayabo-Nipe (Figs. 2.2, 2.3) y muestran deformaciones moderadas. Según Iturralde-Vinent (1998) en esta secuencia se reconocen tres ciclos sedimentarios o secuencias de orden menor: El primero abarca desde el Eoceno Superior hasta el Oligoceno, el segundo el Mioceno y el tercero el Plioceno y el Holoceno. Dichos ciclos sedimentarios se inician con sedimentación clástica y finalizan con sedimentación carbonatada, y se depositaron, fundamentalmente, en medios transicionales y marinos de profundidades variables.

2.3. CUBA ORIENTAL

El bloque de Cuba Oriental se localiza al este del corredor tectónico Güacananayo-Nipe (Figs. 2.2, 2.3), y muestra rasgos y características geológicas diferentes del resto de la Isla. Las principales unidades tectónicas presentes en el bloque incluyen el Arco Volcánico Cretácico, el Cinturón Ofiolítico Mayarí-Baracoa, el Terreno Asunción, el Arco Volcánico Paleógeno y la cobertera sedimentaria. Estas unidades han sido descritas en el acápite 2.2. También se localizan importantes cuencas sedimentarias, como las cuencas de Cauto-Güacananayo, Cacocum, Nipe, San Luís y Guantánamo, cuyo relleno sedimentario ha registrado la evolución del bloque.

Dentro del Arco Volcánico Cretácico, en el bloque Cuba Oriental se puede diferenciar el complejo El Purial, localizado en la parte SE de dicho bloque (Fig. 2.3) y constituido por secuencias vulcano-sedimentarias y plutónicas metamorfizadas. Dichas secuencias muestran facies metamórficas que varían desde los esquistos verdes hasta los esquistos azules (Boiteau et al., 1972; Cobiella-Reguera et al., 1977; Somin y Millán-Trujillo, 1981; Millán-Trujillo et al., 1985). El metamorfismo de estas secuencias ocurrió durante el Cretácico Superior (Fig. 2.4; Iturralde-Vinent et al., 2006; García-Casco et al., 2006; Lázaro et al., 2009). Las rocas de El Purial se emplazaron tectónicamente sobre el Terreno Asunción y son cabalgadas a su vez por las secuencias ofiolíticas y las anfibolitas Güira de Jauco (Fig. 2.5; Cobiella-Reguera et al., 1984b; Pushcharovsky, 1988; Quintas, 1987, 1988; Lázaro et al., 2013).

Otra unidad característica del bloque Cuba Oriental es el Cinturón Ofiolítico Mayarí-Baracoa que aflora en la parte norte del bloque (Fig. 2.3) y está constituido por rocas máficas y ultramáficas serpentinizadas, formadas en un contexto de supra-subducción (Proenza et al., 1999; 2006; Iturralde-Vinent et al., 2006; Marchesi et al., 2007). Dicho cinturón incluye el macizo Mayarí-Cristal y Moa-Baracoa, separados por la Cuenca Sagua de Tánamo. Las rocas ofiolíticas están emplazadas tectónicamente sobre el Arco Volcánico Cretácico, el Terreno Asunción, el complejo El Purial y las anfibolitas Güira de Jauco, a su vez están cubiertas por el Arco Volcánico del Paleógeno y las secuencias sedimentarias (Fig. 2.5). Según Lázaro et al. (2013) las anfibolitas Güira de Jauco constituyen la suela metamórfica de las Ofiolitas Moa-Baracoa y sus protolitos formaron parte de la corteza oceánica superior, desarrollada en un contexto de ante-arco o tras-arco (Figs. 2.4, 2.5).

Asociado al Cinturón Ofiolítico Mayarí-Baracoa se han desarrollado las *mélanges* La Corea y Sierra del Convento (Fig. 2.3). Ambas *mélanges* están constituidas, principalmente, por anfibolitas y esquistos verdes y azules (Somin y Millán-Trujillo, 1981, Millán-Trujillo, 1996, García-Casco et al., 2006, 2008; Lázaro et al., 2009, Blanco-Quintero et al., 2010). La *mélange* La Corea se emplaza tectónicamente sobre las rocas del arco Cretácico y a su vez está cubierta por las Ofiolitas (Blanco-Quintero et al., 2010). Sierra del Convento se dispone tectónicamente sobre las rocas de El Purial y posiblemente está cubierta por el Arco Volcánico del Paleógeno.

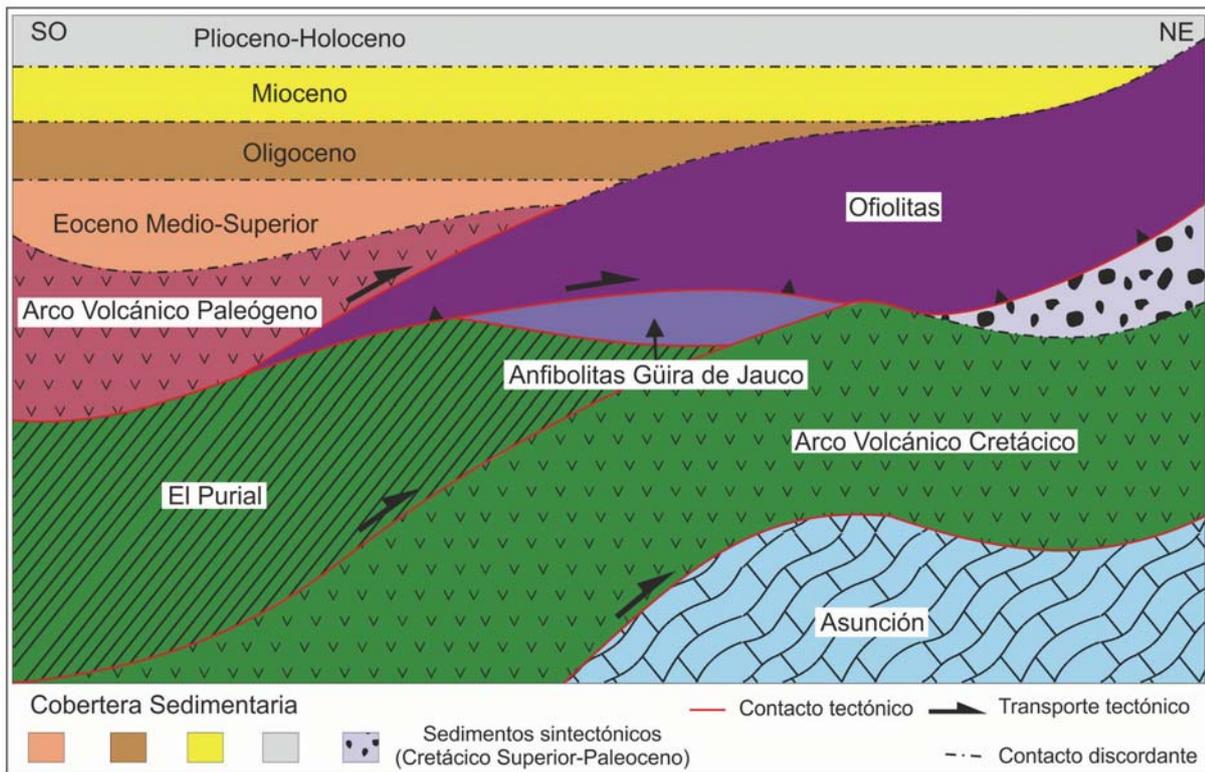


Figura 2.5. Esquema del apilamiento estructural de las principales unidades tectónicas de Cuba Oriental, compilado de Cobiella-Reguera et al. (1984b), Pushcharovsky (1988), Iturralde-Vinent (1994 y 1998), Millán-Trujillo (1996), García-Casco et al. (2008) y Lázaro et al. (2013).

Las secuencias sedimentarias afloran ampliamente en Cuba Oriental (Figs. 2.2, 2.3) y alcanzan su máximo desarrollo en las cuencas sedimentarias de Cauto-Güacanayabo, Cacocum, Nipe, San Luís y Guantánamo. La unidad más antigua data del Jurásico-Cretácico (Fm Tejas), constituida por facies terrígenas y que se localiza en el flanco norte de la Sierra Maestra. Las unidades del Cretácico Superior al Paleoceno (Fms La Picota y Mícara) se localizan, principalmente, asociadas a los frentes de cabalgamiento y están constituidas por rocas siliciclásticas depositadas en ambientes marinos de profundidades variables y derivadas de la erosión del arco y las ofiolitas. Dichas unidades registran la colisión y acreción del bloque Cuba Oriental con el margen continental de la Placa Norteamericana. Las unidades del Eoceno afloran ampliamente en las cuencas Guantánamo y San Luís, y están constituidas por facies carbonatadas y terrígenas depositadas en ambientes marinos de profundidades variables. Las unidades de edad Oligoceno afloran en forma de franjas adosadas a los márgenes de las cuencas, y están constituidas por facies carbonatadas y terrígenas depositadas en ambientes marinos poco profundos. Las unidades del Neógeno afloran, principalmente, en las zonas costeras, y alcanzan su mayor desarrollo en las cuencas Cauto-Güacanayabo y Nipe. Dichas unidades están constituidas por facies carbonatadas y terrígenas depositadas en ambientes marinos someros. Las unidades de edad Cuaternario afloran ampliamente en la Cuenca Cauto-Güacanayabo y están caracterizadas por facies terrígenas depositadas en ambientes transicionales y continentales.

2.4. LA CUENCA CAUTO-GÜACANAYABO

La Cuenca Cauto-Güacanáyabo se localiza en la parte SO del corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe, que separa los bloques de Cuba Central de Cuba Oriental (Fig. 2.2), y su evolución ha estado controlada por la actividad de la falla de desgarre, con desplazamiento siniestro, Cauto-Nipe (Vázquez-Taset et al., 2012). En este trabajo se ha considerado que el relleno sedimentario de la cuenca está constituido por la sucesión Eoceno Medio a Holoceno depositada discordantemente sobre un basamento constituido por rocas sedimentarias, ígneas y posiblemente metamórficas, a pesar de que en algunos puntos este relleno sedimentario se encuentra en continuidad sedimentaria con las rocas del basamento.

Esta atribución no es arbitraria, sino que obedece a que se ha considerado como relleno de la cuenca a toda la secuencia depositada sobre el Arco Volcánico Paleógeno; es decir, toda la sedimentación producida una vez el arco volcánico cesó en su actividad como resultado del bloqueo de la subducción debido a la colisión oblicua del Orógeno Cubano con la Placa Norteamericana, el consecuente inicio de la deformación en el corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe y la generación de sus cuencas asociadas, con independencia de que localmente dicho registro sedimentario esté en continuidad estratigráfica o no (el caso más frecuente) con las rocas del basamento.

Los límites de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo son de tipo tectónico y estratigráfico (Fig. 2.6). Por el este limita con el Elevado de Lewinston y por el sur con la Sierra Maestra. Ambos límites, posiblemente, están controlados por fallas con direcciones NO-SE y N-S, y NE-SO, respectivamente. El límite norte está definido por el contacto discordante entre el relleno sedimentario y el basamento de la cuenca. En la Figura 2.7 se muestra un esquema de la geología de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo.

El basamento de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo está formado por rocas pertenecientes a los arcos volcánicos del Cretácico y del Paleógeno, rocas sedimentarias pre Eoceno Medio y posiblemente Ofiolitas. Los arcos volcánicos del Cretácico y el Paleógeno afloran respectivamente en los márgenes norte y sur de la cuenca (Fig. 2.7). Las formaciones Pilón (pln), El Caney (ecy), Barrancas (bs) y Vigía (vg) son unidades vulcano-sedimentarias pertenecientes al Arco Volcánico Paleógeno. Pilón, El Caney y Barrancas afloran en la parte septentrional de la Sierra Maestra, y Vigía al SO de Holguín. Las rocas ofiolíticas no afloran en la cuenca, aunque según datos geofísicos podrían encontrarse formando parte del basamento al este de la cuenca, en el Elevado de Lewinston (Fig. 2.6). Las Ofiolitas afloran fuera de los límites de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo al SO de San Germán y en las zonas de Holguín y Mayarí-Cristal (Figs. 2.3, 2.7). Las rocas sedimentarias de edad pre Eoceno Medio que forman parte del basamento son las formaciones Tejas (tj), Mícara (mcr), Vertientes (vrt) y Florida (fl) (Fig. 2.7). Las formaciones Tejas y Mícara afloran al SE de la cuenca, y las formaciones Vertientes y Florida en el margen NO. La Fm Mícara ha registrado el proceso de erosión del Arco Volcánico Cretácico. Los sondeos perforados en la cuenca solo cortan rocas del basamento pertenecientes al arco Paleógeno.

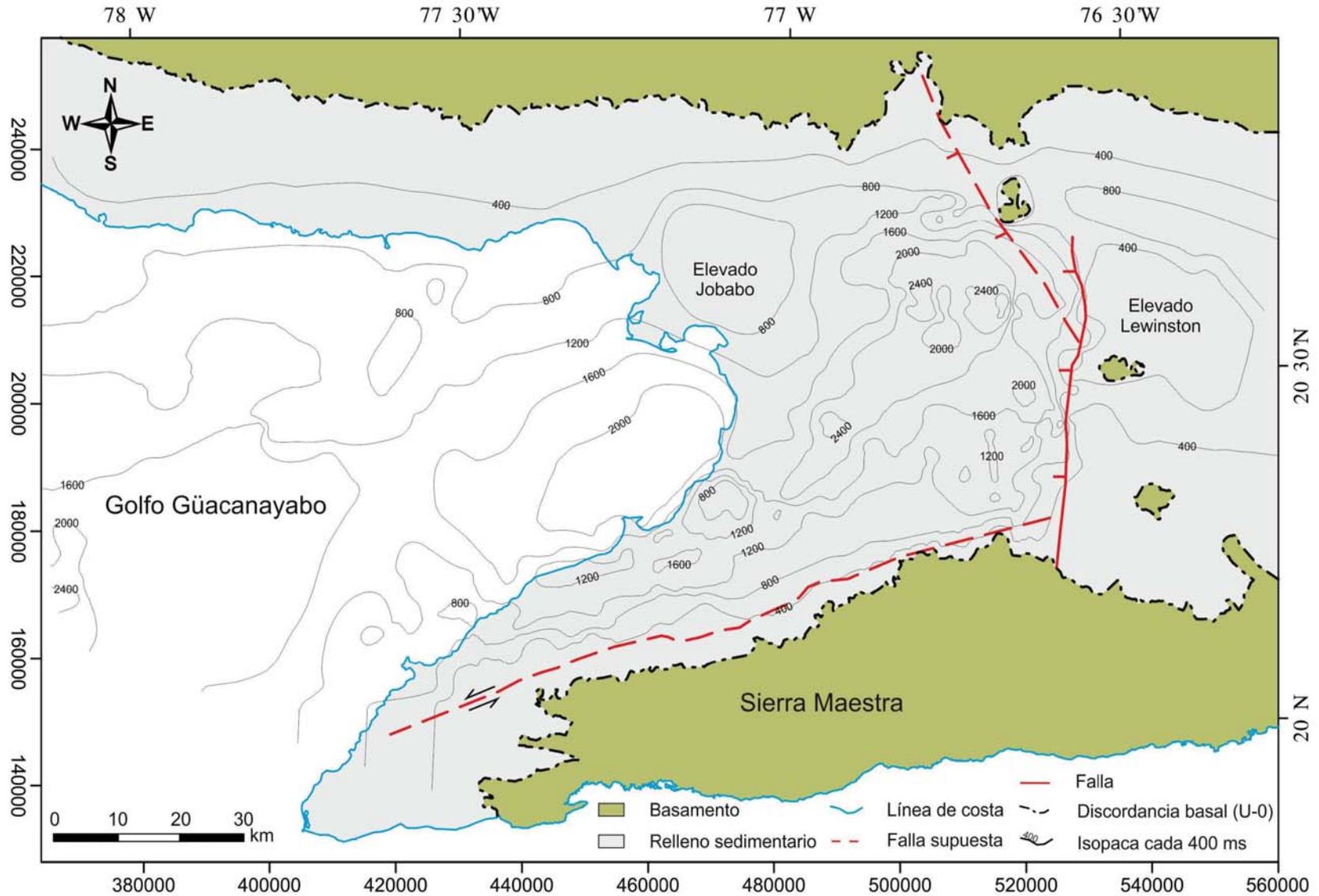


Figura 2.6. Esquema geológico simplificado de la Cuenca Cauto-Güacanayabo que muestra los límites tectónicos y estratigráficos, además de las isopacas en tiempo doble del relleno sedimentario y algunos elementos discutidos en el texto.

El relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacananayabo muestra deformaciones moderadas, su espesor puede llegar a superar los 3000 m y está constituido, principalmente, por depósitos marinos que registran varios ciclos transgresivos-regresivos. La parte inferior del registro sedimentario es de carácter sinorogénico, pero la mayor parte de dicho registro es postorogénico, aunque las secuencias sedimentarias postorogénicas también han registrado actividad tectónica (ver Capítulo 4).

Las unidades del Eoceno Medio a Superior afloran principalmente hacia el límite SE de la cuenca; también se observan pequeños afloramientos, en forma de franjas alargadas, en los límites sur y norte (Figs. 2.3, 2.7). Estas unidades se disponen discordantemente sobre el basamento y están recubiertas también discordantemente por las unidades del Oligoceno, Mioceno y Plioceno-Holoceno.

Hacia la parte norte de la cuenca afloran, en forma de franjas paralelas al límite de la cuenca, las unidades de edad Oligoceno, que se disponen discordantemente sobre el basamento y las unidades del Eoceno Medio-Superior, y están recubiertas discordantemente por las unidades del Mioceno y las del Plioceno-Holoceno, aunque hacia el NO el contacto con las unidades del Mioceno puede llegar a ser concordante.

Las unidades de edad Mioceno afloran más o menos paralelas a la línea de costa en la parte occidental de la cuenca. Hacia la parte SO yacen discordantemente sobre el basamento y las unidades del Eoceno Medio-Superior, y hacia el NO se disponen concordantemente sobre las unidades del Oligoceno. Están discordantemente cubiertas por las unidades del Plioceno-Holoceno.

Las unidades del Plioceno-Holoceno afloran extensamente en la cuenca y se disponen discordantemente sobre el basamento y todas las unidades más antiguas del relleno sedimentario: Hacia el sur de la cuenca sobre el basamento y las unidades del Eoceno Medio-Superior, Oligoceno y Mioceno, y hacia el norte sobre las unidades del Oligoceno y Mioceno.

Una descripción más detallada de las características, geometría y relaciones entre las unidades del relleno sedimentario se desarrolla en el Capítulo 5.

| | |
|--|--|
| alQ4 rio | Formación Río Macío. Depósitos aluviales: Limo, limos arenosos y arcillas arenosas. |
| pQ4 jut | Formación Jutía. Depósitos palustres: Carbonatados, terrígenos y turbosos de pantanos de mangles. |
| Q4 js | Formación Jaimanitas: Calizas biotriticas, carsificadas, fosilíferas con conchas bien preservadas. |
| Q ₁ vr | Formación Villarroja: Arcillas arenosas, arenas arcillosas y cuarzosas. |
| Q ₁ ca | Formación Cauto: Arcillas, limos, arenas, gravas y conglomerados, con estratificación horizontal y cruzada. |
| N ₂ -Q ₁ by | Formación Bayamo: Areniscas polimícticas, intercalaciones de arcillas, arenas arcillosas e inclusiones de yeso. |
| N ₂ -Q ₁ rm | Formación Río Maya: Calizas biohémicas dolomitizadas, arcillas e intercalaciones de conglomerados polimícticos. |
| N ₂ -Q ₁ dt | Formación Dátil: Conglomerados polimícticos masivos, poco rodados y seleccionados. |
| N ₁ ³ -N ₂ mz | Formación Manzanillo: Calizas, margas, limolitas, calcarenitas y calciruditas con intercalaciones de arcillas. |
| N ₁ ³ -N ₂ lcz | Formación La Cruz: Calizas, calcarenitas, margas, conglomerados, areniscas polimícticas y limolitas. |
| N ₁ ² -N ₁ ³ ccz | Formación Cabo Cruz: Calizas biotriticas arcillosas, fosilíferas, margas y pseudoconglomerados. |
| N ₁ ¹ -N ₁ ² rj | Formación Río Jagüeyes: Limolitas, areniscas, gravelitas, margas, calizas, calcarenitas y arcillas. |
| N ₁ ¹ -N ₁ ³ gn | Formación Güines: Calizas biotriticas, calizas fosilíferas y micriticas, y dolomitas. |
| N ₁ ¹ -N ₁ ² vq | Formación Vázquez: Alternancia de margas, limolitas, argilitas y arcillas. |
| P ₃ -N ₁ ³ psr | Formación Paso Real: Alternancia de calizas y margas. |
| P ₃ -N ₁ ¹ sa | Formación Sevilla Arriba: Interestratificación de calizas biotriticas, argilitas calcáreas y margas limosas. |
| P ₃ -N ₁ ¹ pd | Miembro Pedernales: Conglomerado polimíctico, constituido por clastos de diabasas, gabros y ultramafitas. |
| P ₃ -N ₁ ¹ bt | Formación Bitirí: Calizas algáceas carsificadas con fragmentos de corales. |
| P ₃ -N ₁ ¹ cz | Formación Camazán: Calizas biotriticas, calcarenitas, calciruditas, limolitas con intercalaciones de margas y arcillas. |
| P ₂ ² -P ₂ ³ sl | Formación San Luis: Areniscas polimícticas, limolitas, margas, arcillas, calizas arcillosas, calizas biotriticas, calizas arenosas y conglomerados polimícticos. |
| P ₂ ² bs | Formación Barrancas: Tobs riolíticas-riodacíticas, margas, areniscas calcáreo-tobáceas, calizas biotriticas y calcilutitas. |
| P ₂ ² chr | Formación Charco Redondo: Calizas compactas organo-detríticas, fosilíferas de color variable. |
| P ₂ ² pb | Formación Puerto Boniato: Alternancia de calizas y margas con intercalaciones de sílice. |
| P ₂ ³ fg | Formación Farallón Grande: Brechas polimícticas, con intercalaciones de conglomerados y areniscas de grano grueso. |
| P ₂ ² fl | Formación Florida: Brechas carbonatadas, calizas, margas y limolitas. |
| P ₂ ¹ -P ₂ ² yrt | Formación Vertientes: Areniscas, margas y conglomerados polimícticos. |
| P ₁ ² ht | Olistostroma Hatico (unidad informal): Secuencia olistostromica constituida por brechas y conglomerados polimícticos. |
| P ₂ ¹ ecy | Formación El Caney: Alternancia de tobas, tufitas, calizas tobáceas, lapilitas e intercalaciones de lavas y aglomerados. |
| P ₁ ² -P ₂ ¹ yg | Formación Vigía: Areniscas, limolitas con intercalaciones de tobas riolíticas, tufitas, margas y arcillas. |
| P ₁ ¹ -P ₂ ¹ pln | Formación Pilón: Tufitas, areniscas, calizas, grauvacas, limolitas y tobas. |
| K ₂ -P ₁ ¹ mcr | Formación Mícara: Limolitas, brechas, areniscas, arcillas, calizas, margas, gravelitas y conglomerados. |
| J ₃ -K ₂ tj | Formación Tejas: Areniscas esquistosas. |

Figura 2.7 (continuación). Leyenda del Mapa Geológico de la Cuenca Cauto-Güacanayabo

3. BASE DE DATOS

En Cuba Oriental se han desarrollado varias campañas exploratorias, con fines petroleros, desde la década de los 30 del siglo pasado hasta la actualidad. Estas campañas no han arrojado resultados positivos desde el punto de vista petrolero, pero sí un volumen importante de datos e información geológica y geofísica sobre el subsuelo de la zona. La mayoría de los datos se conservan en buen estado, aunque no en el formato original.

Para el desarrollo de la presente Tesis se ha tenido acceso a la base de datos disponible en el Centro de Investigaciones del Petróleo (Ceinpet). Dicho centro lidera las investigaciones aplicadas a la exploración de hidrocarburos en Cuba y además, conserva y gestiona todos los datos e información relacionados con dicha actividad. Los datos utilizados en la investigación han sido proporcionados por Ceinpet e incluyen datos gravimétricos, secciones sísmicas, sondeos, algunas muestras de sondeos, cartografía geológica y una importante base bibliográfica compuesta, en su mayoría, por informes no publicados de compañías petroleras. También se han obtenido otros datos a partir de revisiones bibliográficas.

3.1. GRAVIMETRÍA

Los datos gravimétricos constituyen un complemento de suma importancia en los estudios regionales del subsuelo y el análisis de cuencas. Estos datos permiten delimitar la cuenca y ubicar los depocentros, las fallas, y los bloques levantados y hundidos.

Los datos gravimétricos usados en este trabajo (Fig. 1.1) se obtuvieron de los mapas de anomalías de Bouguer confeccionados por Ipatenko (1968) y Kalinichenko et al. (1982), resultantes de las campañas geofísicas realizadas en la zona Cauto-Nipe y en la parte oriental del Golfo de Güacayanabo, respectivamente. Dichos mapas muestran un espaciado entre isoanómalas de 1 mGal. Los datos se digitalizaron a partir de los mapas originales.

3.1.1. Anomalía de Bouguer

Se ha elaborado un mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 3.1) que muestra valores positivos que varían entre los 3 y 182 mGal. Los valores mínimos se localizan en el Golfo de Güacayanabo y al norte de Mabay. Valores inferiores a 10 mGal, también se localizan al SE de las Tunas y al SO de Ramírez. Los valores máximos se localizan al sur y SO de San Germán y se corresponden con el máximo de Lewinston (Ipatenko, 1968). Valores de 70 mGal se localizan al norte de Manzanillo y se corresponden con el máximo de Jobabo (Ipatenko, 1968).

El mapa (Fig. 3.1) también muestra una serie de lineaciones de los valores máximos y mínimos que deben corresponderse con los ejes de las estructuras principales. Los valores máximos se alinean en dirección NO-SE, aproximadamente paralelos con el eje longitudinal de la isla de Cuba. Los mínimos muestran varias direcciones de lineación, siendo las predominantes E-O y N-S. Las lineaciones de los valores mínimos y máximos están delimitadas por zonas de altos gradientes que presentan las mismas orientaciones.

El máximo de Lewinston (Fig. 3.1) se localiza entre Jiguaní y Cacocum, y registra valores superiores a 180 mGal. Dicho máximo tiene forma alargada en dirección ONO-ESE y muestra fuertes gradientes hacia el oeste, el norte y el sur. Hacia el NO el gradiente es, en parte, más suave.

El máximo de Jobabo (Fig. 3.1) registra valores de hasta 70 mGal y se localiza entre Cauto Embarcadero y Ramírez. Este máximo tiene forma alargada en dirección NO-SE y muestra fuertes gradientes hacia el este. Valores superiores a 40 mGal se localizan en el Golfo de Güacayanabo y al NE de Guamo Embarcadero. Dichos valores también forman parte del máximo de Jobabo.

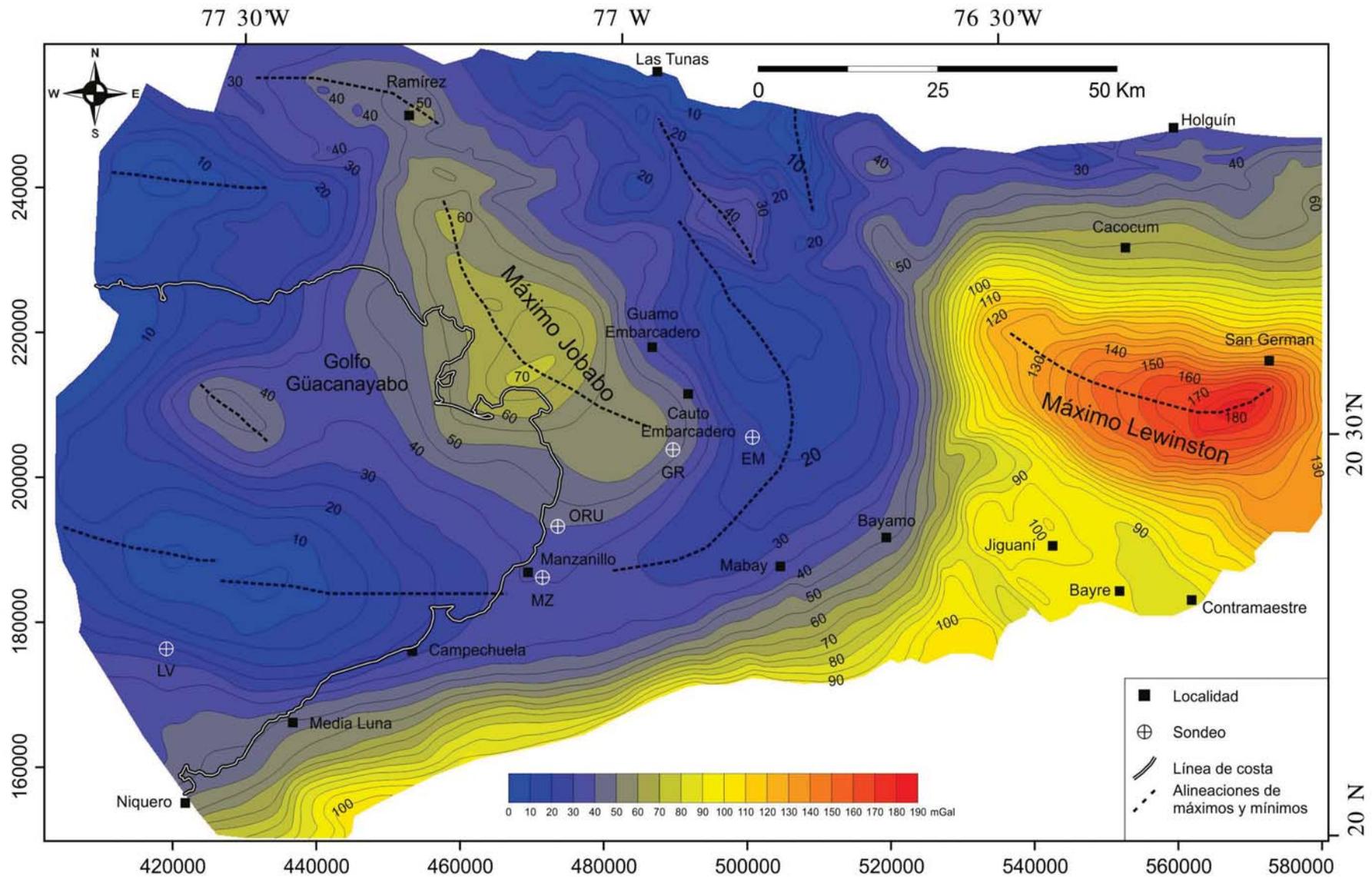


Figura 3.1. Mapa de anomalías de Bouguer modificado de Ipatenko (1968) y Kalinichenko et al. (1982. Intervalo entre isoanómalas de 5 mGal. Además se muestra la ubicación de los sondeos y algunos elementos discutidos en el texto.

Entre los máximos de Jobabo y Lewinston se localiza un mínimo con forma semicircular que registra valores inferiores a los 10 mGal. Este mínimo está compuesto por dos mínimos relativos separados por un máximo de hasta 40 mGal al NE de Guamo Embarcadero (Fig. 3.1). En este mínimo se registran espesores de 2500 m de sedimentos, cortados por el sondeo Embarcadero (EM). Los menores valores alcanzan los 5 mGal y se localizan al SE de Las Tunas (Fig. 3.1).

El mínimo localizado al norte de Media Luna tiene forma alargada en dirección E-O, registra valores de 5 mGal y espesores de sedimentos de 1700 m, cortados por el sondeo Lavanderas (LV). Al SO de Ramírez también se localiza una zona de mínimos, de forma alargada en dirección E-O, con valores inferiores a 10 mGal y que registra espesores importantes de sedimentos.

Al sur del máximo de Jobabo, entre Campechuela y Mabay, se localiza la zona de conexión de los dos mínimos principales. Esta zona muestra gradientes muy suaves y reporta espesores de 1968 y 2000 m de sedimentos, cortados por los sondeos Oruita (ORU) y Manzanillo (MZ), respectivamente.

Los máximos gradientes de la anomalía de Bouguer se localizan hacia el sur y este de la Cuenca Cauto-Güacaneyabo. La lineación del gradiente entre Media Luna y Bayamo (Fig. 3.1) tiene dirección ENE-OSO y marca el límite sur de la cuenca. La lineación de gradientes en dirección N-S que se observa al norte de Bayamo define el límite este de la cuenca. Dichos gradientes pueden estar asociados a fallas de iguales orientaciones.

La distribución de las anomalías de Bouguer (Fig. 3.1) de la Cuenca Cauto-Güacaneyabo muestra la forma asimétrica de dicha cuenca. Los límites sur y este son relativamente rectilíneos y están controlados, posiblemente, por fallas. Ligados a dichos límites se localizan los depocentros de mayores dimensiones. El límite norte es irregular, así como la geometría del basamento, que muestra zonas elevadas alternantes con zonas deprimidas. Los máximos de Jobabo y Lewinston coinciden con altos estructurales homónimos de las rocas del basamento, mientras que los mínimos coinciden con depocentros de la cuenca.

3.1.2. Gradientes horizontales

Los gradientes horizontales (Fig. 3.2) muestran la variación de pendiente de la anomalía de Bouguer y permiten localizar las alineaciones correspondientes a posibles zonas de fallas y contactos abruptos entre diferentes litologías. Dichos gradientes se presentan en forma de imágenes de relieve sombreado en dirección X e Y.

Las principales lineaciones del campo gravimétrico (Fig. 3.2) tienen direcciones NE-SO, NO-SE, N-S y E-O. Dichas lineaciones pueden estar relacionadas con sistemas de fallas.

Tomando como criterio el comportamiento y la forma de las isoanómalas, la Cuenca Cauto-Güacaneyabo se ha dividido en diferentes zonas. En la zona norte las isoanómalas muestran formas caóticas con pequeñas amplitudes tanto en los valores máximos como en los mínimos

(Figs. 3.1 y 3.2). Dicho comportamiento está condicionado por la poca profundidad a la que se encuentra el Arco Volcánico del Cretácico, que en ocasiones llega a aflorar.

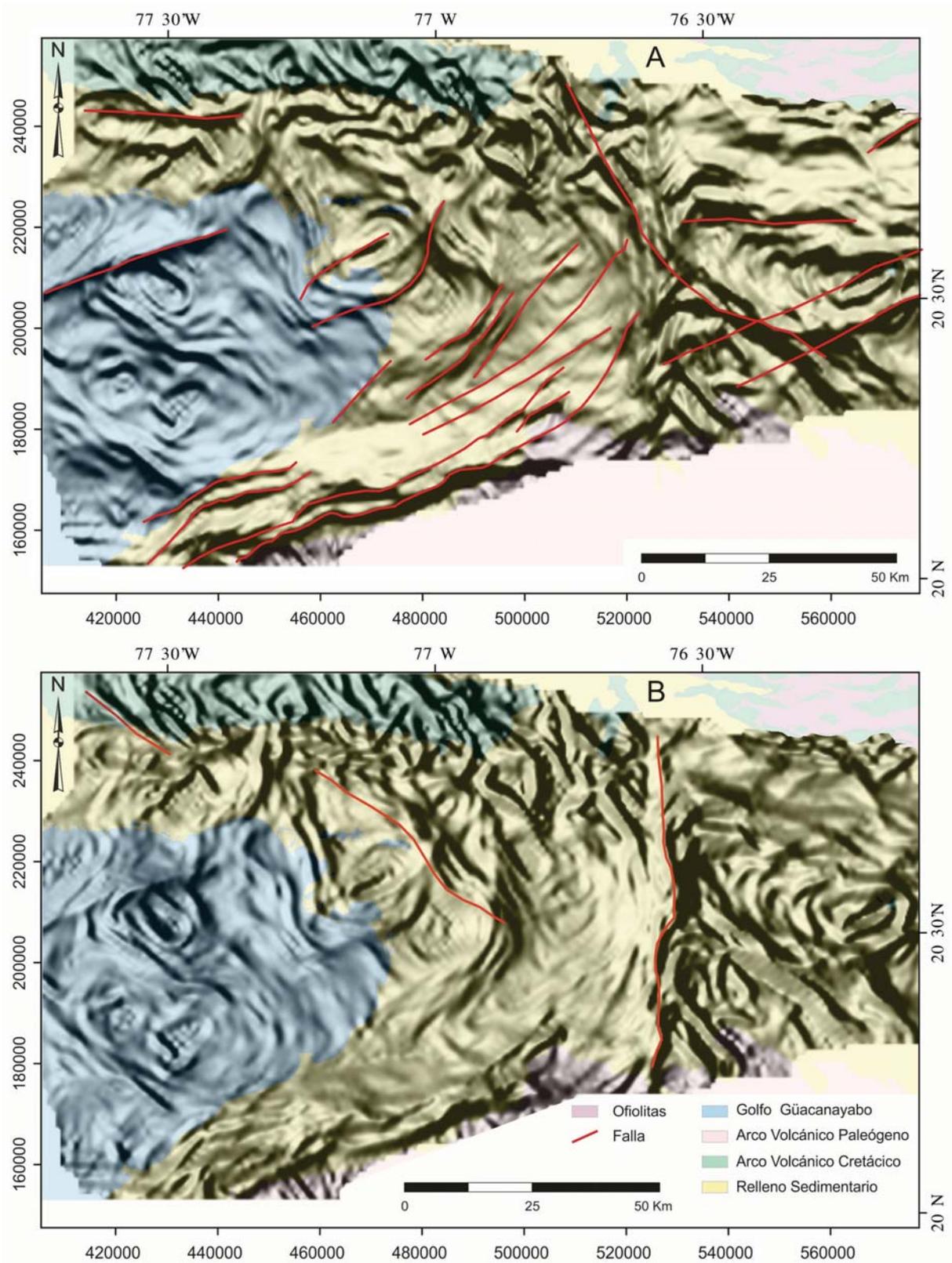


Figura 3.2. Mapas de gradientes horizontales del campo gravimétrico. A en la dirección Y y B en la dirección X.

La zona central muestra un comportamiento lineal y uniforme de las isoanómalas con grandes amplitudes de los valores máximos y mínimos (Figs. 3.1 y 3.2). Dicho comportamiento está determinado por la profundidad del Arco Volcánico Cretácico y las variaciones de los espesores de las rocas del relleno sedimentario. La lineación N-S que se observa en la parte oriental de la zona central (Fig. 3.2B) coincide con un valor elevado del gradiente. Este gradiente está determinado por el contacto abrupto entre las rocas del basamento (Arco Volcánico Cretácico y Ofiolitas) y el relleno sedimentario. La lineación puede estar asociada a un sistema de fallas.

La zona sur muestra valores elevados del gradiente orientados en dirección ENE-OSO e inclinados hacia el NO. Este gradiente coincide con el contacto litológico entre las rocas del Arco Volcánico del Paleógeno, más densas y generadoras de las anomalías, y el relleno sedimentario (Fig. 3.1 y Fig. 3.2). Esta zona puede estar asociada al sistema de fallas Cauto-Nipe.

3.2. SÍSMICA

Los datos sísmicos son una valiosa fuente de información para la interpretación de las diferentes estructuras del subsuelo. Estos datos toman mayor relevancia en aquellas zonas donde las estructuras no afloran en superficie, ya que permiten seguir en profundidad la geometría de fallas, pliegues, discordancias, y cuerpos sedimentarios.

Las líneas sísmicas de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo se localizan tanto en tierra como en mar (Figs. 1.1, 3.3). Fueron adquiridas en diferentes campañas realizadas entre los años 1978 y 1998, principalmente, por compañías extranjeras (Taurus Petroleum Company y Genoil), y Cupet. Estas campañas generaron un total de 3733 km de secciones sísmicas, de los que se han utilizado en este trabajo 1426 km (94 secciones).

Las secciones sísmicas marinas se localizan en el Golfo de Güacanáyabo con orientaciones NO-SE y NE-SO, formando una malla bastante regular (Figs. 1.1, 3.3). Esta disposición permite un seguimiento continuo de los reflectores sísmicos en todo el golfo. Las secciones sísmicas terrestres están orientadas en diferentes direcciones. La mayoría se han orientado de forma transversal a la cuenca (NO-SE), otras longitudinales (NE-SO) y solo una en dirección E-O. En general la malla es más irregular debido a la existencia de obstáculos naturales, por lo que existen muchas lagunas debido a la ausencia de datos.

Las secciones sísmicas marinas y terrestres muestran diferente calidad (ver Capítulo 4). A diferencia de lo habitual las secciones marinas muestran peor calidad que las terrestres. Este hecho quizás esté determinado por las características de la adquisición y el procesamiento de los datos, y en menor medida por las condiciones sismológicas.

En las secciones sísmicas de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo se han diferenciado dos secuencias (1 y 2; Figs. 3.4, 3.5). La secuencia 2 abarca el intervalo de 0 a 0.7 s de tiempo doble (TWT) y muestra facies sísmicas con reflectores paralelos o subparalelos, continuos y extensos de alta reflectividad. Esta secuencia, en la parte marina de la cuenca, puede llegar a alcanzar valores de hasta 1.5 s (TWT) en los bloques hundidos, mientras que en la terrestre puede llegar hasta los 2.5 s (TWT).

La secuencia 1 (Figs. 3.4, 3.5) abarca el intervalo de 0.7 a 2.0 s (TWT). Esta secuencia muestra un cambio significativo en las facies sísmicas. Los reflectores presentan una morfología intermitente y caótica, con poca continuidad lateral, aunque en la parte superior se pueden observar reflectores paralelos. Dicha secuencia aflora en superficie en algunas zonas de la cuenca.

Las zonas de reflexiones caóticas se asocian a bloques levantados y/o fallas. La ubicación de dichas zonas coincide, con bastante exactitud, con zonas de máximos gravimétricos (Fig. 3.1).

El límite entre las secuencias 1 y 2 (Figs. 3.4, 3.5) coincide con un límite sísmico de alta reflectividad y buena continuidad lateral que se observa en todas las secciones sísmicas.

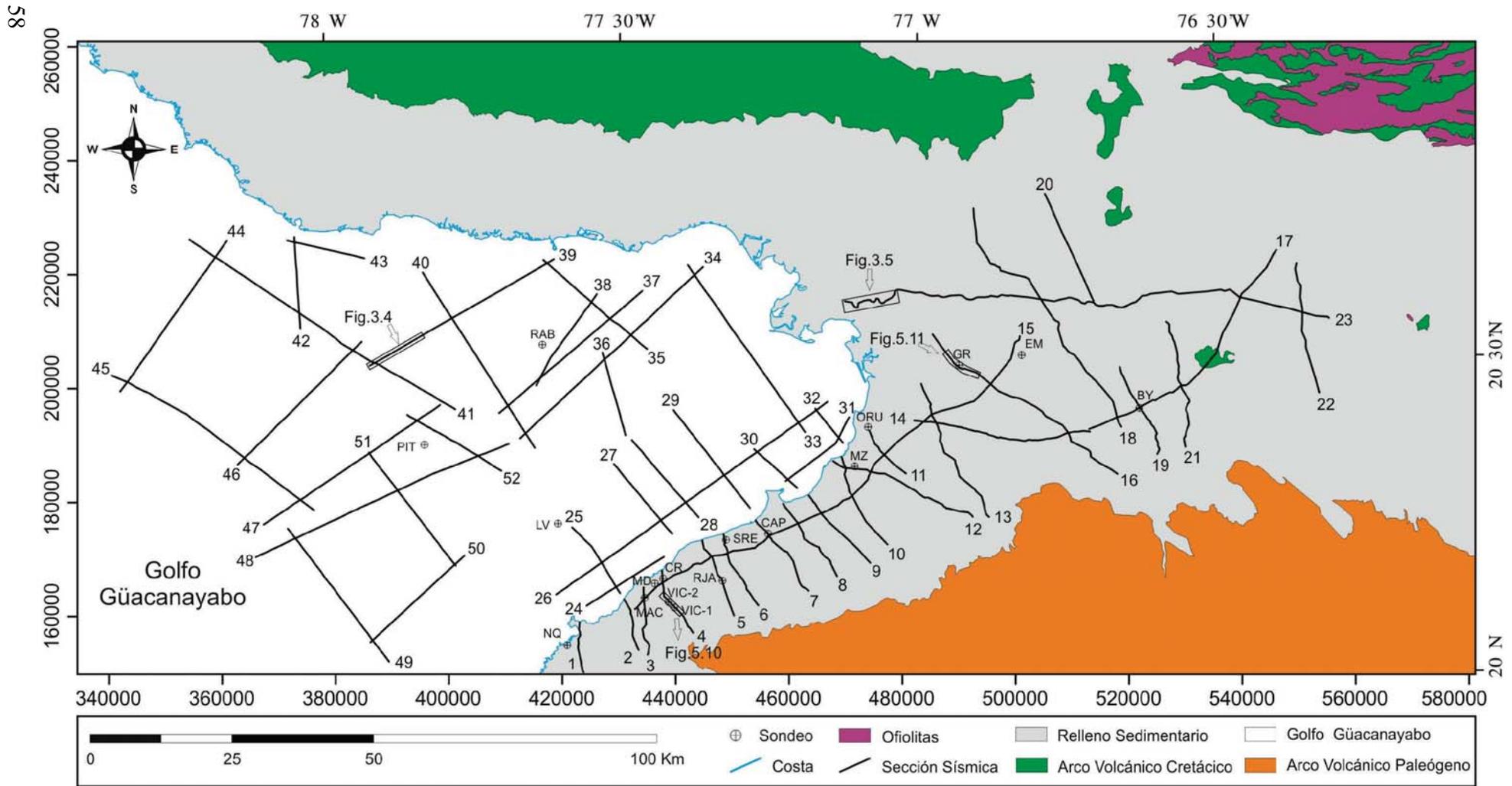


Figura 3.3. Mapa de ubicación de las secciones sísmicas y los sondeos. Se muestra la localización de las figuras (3.4, 3.5, 5.10 y 5.11).

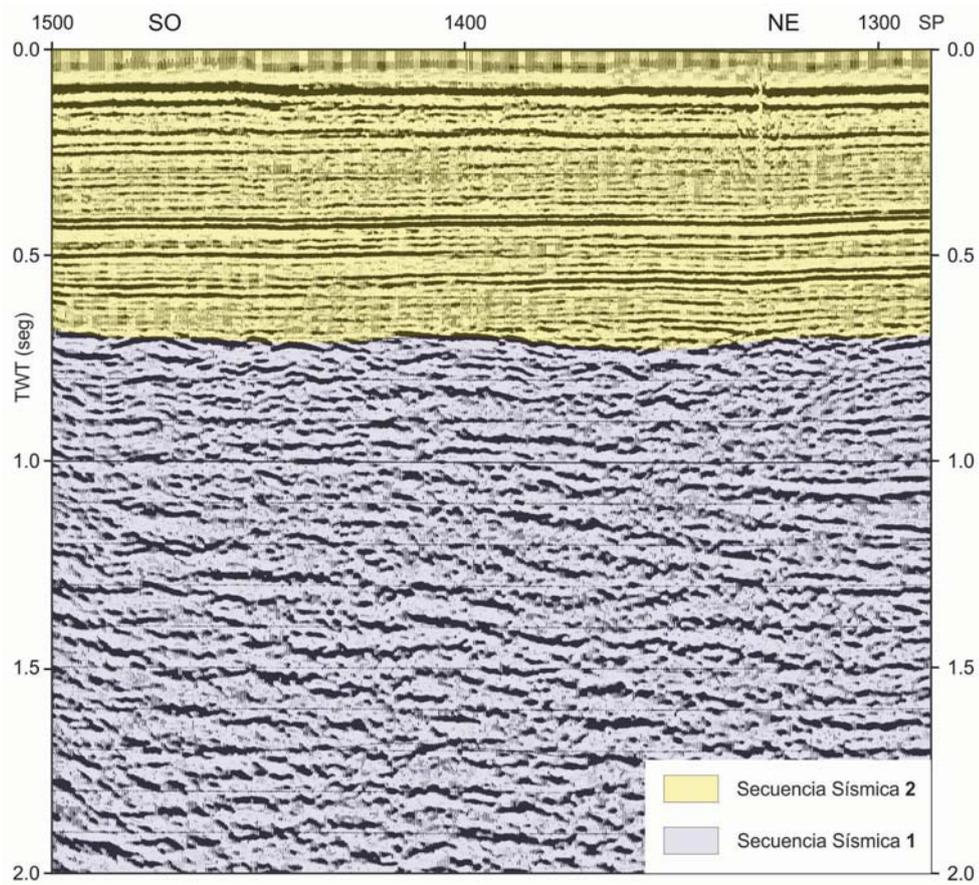


Figura 3.4. Tramo de la sección sísmica marina 39. Se muestran las secuencias sísmicas 1 y 2. Ver localización en Fig. 3.3.

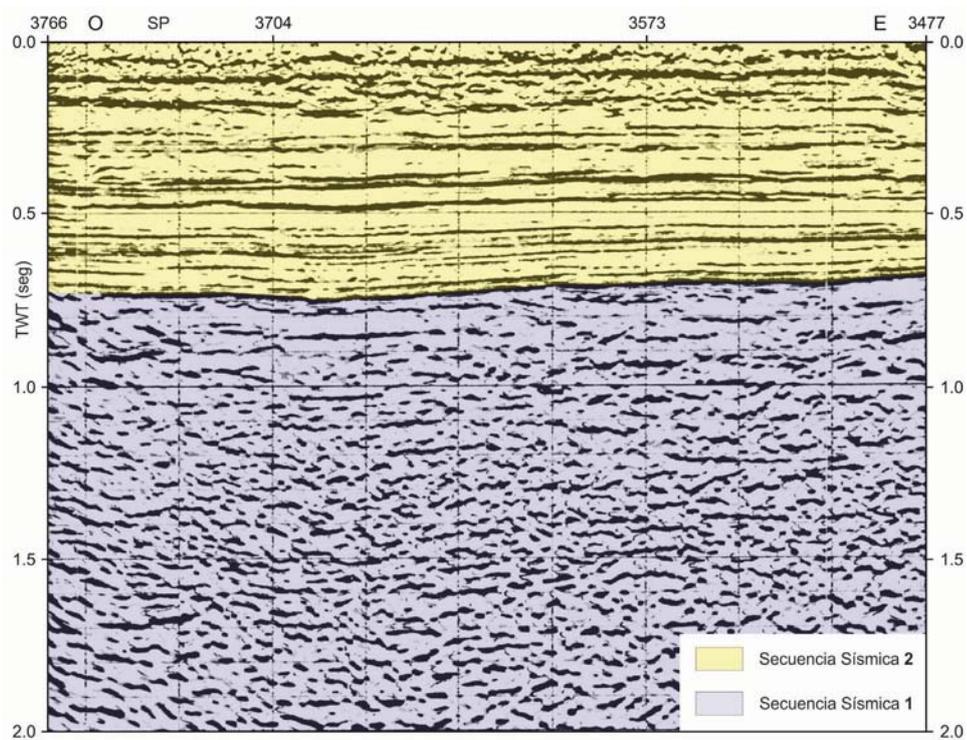


Figura 3.5. Tramo de la sección sísmica terrestre 23. Se muestran las secuencias sísmicas 1 y 2. Ver localización en Fig. 3.3.

3.3. SONDEOS

Los sondeos constituyen la única herramienta que permite acceder de forma directa a las rocas del subsuelo y permiten conocer sus relaciones, edad, composición litológica, ambientes de sedimentación, etc. Además permiten correlacionar las unidades estratigráficas con los reflectores sísmicos, y toman especial importancia en zonas donde las unidades estratigráficas no afloran en superficie o los afloramientos son de mala calidad.

En la Cuenca Cauto-Güacanáyabo se han perforado un total de 18 sondeos de exploración petrolera, de los cuales se ha tenido acceso a 17 (Figs. 1.1, 3.3). Estos sondeos tienen diferente procedencia, con información de diferentes tipo y calidad. Dicha información se ha recopilado desde las fichas y registros originales, los informes y las bases de datos digitales del Ceinpet (Gómez et al., 1998). La información obtenida es muy variada, debido a que la mayoría de los sondeos son antiguos y han sido perforados por diferentes compañías. Los sondeos contienen los registros geofísicos, sin embargo, carecen de un *log* litológico detallado y de las muestras de testigos. La información disponible se ha normalizado y se ha elaborado una ficha para cada sondeo que se adjunta en el Anexo 1.

Los sondeos se localizan tanto en el mar (*offshore*) como en tierra (*onshore*; Figs. 1.1, 3.3) y alcanzan profundidades que varían entre los 392 y los 3000 m. Los sondeos marinos alcanzan profundidades entre los 804 y los 1212 m, y cortan las secuencias estratigráficas desde el Cuaternario hasta el Paleoceno Superior. Los sondeos terrestres se localizan, principalmente, próximos a la costa, alcanzan hasta los 3000 m de profundidad y cortan las secuencias estratigráficas desde el Cuaternario hasta el Paleoceno. A continuación se realiza una síntesis de la información aportada por los sondeos.

El sondeo **Pitajaya-1** (PIT en Fig. 3.3) fue perforado en 1957 en *offshore*, en la parte central del Golfo de Güacanáyabo. Alcanza una profundidad de 804.6 m y corta las secuencias carbonatadas pertenecientes a la Fm Manzanillo, de edad Mioceno. No corta la discordancia basal (U-0) ni el basamento de la cuenca y no ha registrado manifestaciones de hidrocarburos. Ver información más detallada en 1.1, Anexo 1.

El sondeo **Rabihorcado-1** (RAB en Fig. 3.3) también se localiza en *offshore*, al NE del sondeo Pitajaya-1 y fue también perforado en el año 1957. Alcanza una profundidad de 1212 m, corta todo el relleno sedimentario de la cuenca, la discordancia basal (U-0), y termina en el basamento (Fm Pilón). Las unidades del relleno sedimentario cortadas en este punto incluyen a las formaciones Charco Redondo, San Luís, Sevilla Arriba, Manzanillo y Río Maya, y la Unidad Informal Marga Demajagua. Además de la discordancia basal, el sondeo ha cortado las discontinuidades U-1, U-2 y U-3. No se han registrado manifestaciones de hidrocarburos. Puede verse información más detallada en 1.2, Anexo 1.

El sondeo **Lavanderas-1** (LV en Fig. 3.3) fue perforado en 1958 en el Golfo de Güacanáyabo, al sur del sondeo Rabihorcado-1 y alcanza una profundidad de 1690 m. Este sondeo no corta la discordancia basal (U-0) ni alcanza el basamento. Finaliza en la Fm Charco Redondo (Eoceno Medio) y corta las Fms San Luís, Sevilla Arriba, Manzanillo, Río Maya y la Unidad Informal Marga Demajagua. El sondeo corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3 y

no registra manifestaciones de hidrocarburos. Puede consultarse información más detallada del sondeo en la ficha 1.3 del Anexo 1.

El sondeo **Niquero-1** (NQ en Fig. 3.3) fue perforado en 1957 en *onshore*, cerca de la costa sur del Golfo de Güacanáyabo y al oeste de la sección sísmica 1. Alcanza una profundidad de 392.5 m y corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), finalizando posiblemente en la Fm Pílon, perteneciente al basamento. Las unidades cortadas por el sondeo son las formaciones Cabo Cruz y Manzanillo. El sondeo ha proporcionado un registro fósil principalmente constituido por foraminíferos bentónicos y planctónicos, que han permitido asignarle una edad que varía desde el Mioceno Medio para la Fm Cabo Cruz hasta el Plioceno para la Fm Manzanillo. El sondeo no ha registrado manifestaciones de hidrocarburos. En la ficha 1.4 del Anexo 1 puede consultar información más detallada del sondeo.

El sondeo **Macaca-1** (MAC en Fig. 3.3) fue perforado en 1957 en *onshore*, en la intersección de las secciones sísmicas 3 y 15, y alcanza una profundidad de 1184.12 m. Este sondeo corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), finalizando en el basamento (posiblemente en la Fm Pílon). El relleno sedimentario cortado en este punto está constituido por las formaciones Charco Redondo, Sevilla Arriba, Cabo Cruz, Manzanillo y Cauto. El sondeo ha proporcionado un abundante registro fósil, principalmente constituido por foraminíferos bentónicos y planctónicos, y en menor medida otros restos de fósiles marinos como moluscos, ostrácodos, briozoos, etc. En base a su contenido en foraminíferos se le ha podido asignar un rango de edad que varía desde Eoceno Inferior para la Fm Pílon hasta Plioceno inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo ha registrado una manifestación de hidrocarburos a los 800 m de profundidad, en la parte inferior de la Fm Sevilla Arriba. Además corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3. Ver información más detallada del sondeo en la ficha 1.5 del Anexo 1.

El sondeo **Media Luna-1** (MD en Fig. 3.3) fue perforado en 1959 en *onshore*, cerca de la costa sur del Golfo de Güacanáyabo y entre las secciones sísmicas 3 y 4. Alcanza una profundidad de 1377.03 m, corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca incluida la discordancia basal (U-0), y finaliza, posiblemente en la Fm. Pílon, perteneciente al basamento. Las unidades del relleno sedimentario cortadas en este punto son las formaciones Sevilla Arriba, Cabo Cruz, Manzanillo y Cauto. Las formaciones Sevilla Arriba y Manzanillo han proporcionado un abundante registro fósil principalmente constituido por foraminíferos bentónicos, aunque en el caso de la Fm Manzanillo también ha proporcionado restos de ostrácodos, moluscos y carófitas. Este contenido fósil ha permitido asignarle una edad de Oligoceno Superior-Mioceno Inferior a la Fm Sevilla Arriba y Plioceno Inferior a la Fm Manzanillo. El sondeo corta las discontinuidades U-2 y U-3, y no ha registrado manifestaciones de hidrocarburos. Puede consultarse información más detallada en la ficha 1.6 del Anexo 1.

El sondeo **Creciente-1X** (CR en Fig. 3.3) fue perforado en 1999 en *onshore*, próximo a la costa sur del Golfo de Güacanáyabo y a la intersección de las secciones sísmicas 4 y 15. Alcanza una profundidad de 1738 m y no corta la discordancia basal (U-0) ni alcanza el

basamento. Finaliza, posiblemente, en la Fm Charco Redondo y corta las formaciones San Luís, Paso Real, Cabo Cruz, Manzanillo y Cauto. Ha proporcionado un abundante registro paleontológico principalmente constituido por foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, y en menor medida restos de otros fósiles marinos como ostrácodos, crustáceos, corales, etc. Este contenido fósil ha permitido asignarle un rango de edad que varía desde el Eoceno Medio-Superior para la Fm San Luís hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo no registra manifestaciones de hidrocarburos. Además corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3. Puede consultarse información más detallada en la ficha 1.7 del Anexo 1.

El sondeo **Vicana-1** (VIC-1 en Fig. 3.3) fue perforado en 1958 en *onshore*, al SE del sondeo Vicana-2 y en la sección sísmica 4, y alcanza una profundidad de 640 m. Corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), y finaliza en la Fm El Caney del basamento. El relleno sedimentario cortado en este punto está constituido por las formaciones Charco Redondo, Sevilla Arriba, Cabo Cruz, Manzanillo y Cauto. Este sondeo ha proporcionado un abundante registro fósil principalmente constituido por foraminíferos bentónicos y planctónicos, que ha permitido asignarle una edad que varía desde Eoceno Medio para la Fm El Caney del basamento hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo ha registrado una manifestación de hidrocarburos en el contacto entre las formaciones Charco Redondo y Sevilla Arriba, y corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3. Ver información más detallada en la ficha 1.8 del Anexo 1.

El sondeo **Vicana-2** (VIC-2 en Fig. 3.3) fue perforado en 1958 en *onshore*, al NO del sondeo Vicana-1 y en la sección sísmica 4, y alcanza una profundidad de 1026 m. Este sondeo corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), finalizando en la Fm El Caney, perteneciente al basamento. Las formaciones del relleno sedimentario cortadas en este punto son: Charco Redondo, Camazán, Sevilla Arriba, Cabo Cruz, Manzanillo y Cauto. El contenido fósil proporcionado por este sondeo es abundante, y está predominantemente constituido por foraminíferos bentónicos y planctónicos, además de otros restos fósiles de origen marino, lo que ha permitido asignarle una edad que varía desde Eoceno Inferior para la Fm El Caney hasta Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y ha reportado manifestaciones de hidrocarburos en el basamento (Fm El Caney) y en el relleno sedimentario (Fm Camazán). Puede consultarse información más detallada en la ficha 1.9 del Anexo 1.

El sondeo **Río Tana-1** (RJA en Fig. 3.3) fue perforado en 1959 en *onshore*, al NE de los sondeos Vicana-1 y Vicana-2, y alcanza una profundidad de 1383.76 m. Corta la totalidad del relleno sedimentario y la discordancia basal (U-0), finalizando en el basamento (Fm El Caney). Las unidades del relleno sedimentario cortadas por este sondeo incluyen a las formaciones San Luís), Sevilla Arriba, Camazán, Manzanillo, Dátil y Cauto. El sondeo ha proporcionado un abundante registro paleontológico donde predominan los restos de foraminíferos bentónicos, que han permitido asignarle una edad que varía desde Eoceno Medio-Superior para la Fm San Luís hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y ha registrado manifestaciones de

hidrocarburos en las formaciones Camazán y Manzanillo. Ver información más detallada en la ficha 1.10, en Anexo 1.

El sondeo **Santa Regina-1** (SRE en Fig. 3.3) fue perforado en 1958 en *onshore*, próximo a la costa sur del Golfo de Güacanáyabo y a la sección sísmica 6. Alcanza una profundidad de 1409.3 m y corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca, la discordancia basal (U-0), y alcanza la Fm El Caney del basamento. Las formaciones del relleno sedimentario cortadas en este punto fueron: Charco Redondo, San Luís, Sevilla Arriba y Manzanillo. El contenido fósil proporcionado por el sondeo ha sido abundante, y predominantemente constituido por restos de foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, que han permitido asignarle una edad que varía desde Eoceno Medio para la Fm Charco Redondo hasta el Plioceno inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo ha registrado manifestaciones de hidrocarburos en todas las unidades del relleno sedimentario. Además corta las discontinuidades U-1 y U-2. Puede consultarse información más detallada en la ficha 1.11 del Anexo 1.

El sondeo **Campechuela-1** (CAP en Fig. 3.3) fue perforado en 1957 en *onshore*, al SE del sondeo Santa Regina, y próximo a la intersección de las secciones sísmicas 7 y 15. Alcanza una profundidad de 1443.81 m y no corta la discordancia basal (U-0) ni alcanza el basamento. Finaliza en la Fm Sevilla Arriba, y corta las formaciones Paso Real y Manzanillo. Ha proporcionado un abundante registro fósil constituido, principalmente, por foraminíferos bentónicos y planctónicos, que han permitido asignarle un rango de edad que varía desde el Oligoceno Superior para la Fm Sevilla Arriba hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo ha registrado varias manifestaciones de hidrocarburos en la Fm Paso Real y corta la discontinuidad U-2. Ver información más detallada en ficha 1.12 en el Anexo 1.

El sondeo **Manzanillo-1** (MZ en Fig. 3.3) fue perforado en 1956 en *onshore*, al sur del sondeo Oruita y próximo a la sección sísmica 12. Alcanza una profundidad de 2088.7 m, corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca, la discordancia basal (U-0), y penetra unos 1000 m en el basamento (Fm Pilón). Las unidades del relleno sedimentario cortadas en este punto incluyen las formaciones Charco Redondo, Paso Real y Manzanillo. El sondeo ha proporcionado un abundante registro fósil constituido predominantemente por foraminíferos, de los cuales han permitido asignarle una edad que varía desde Paleoceno Inferior para la Fm Pilón hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo ha registrado dos manifestaciones de hidrocarburos en la parte inferior de la Fm Paso Real, y corta además las discontinuidades U-1 y U-2. Puede consultarse información más detallada en ficha 1.13, Anexo 1.

El sondeo **Oruita-1** (ORU en Fig. 3.3) fue perforado en 1958 en *onshore*, próximo a la costa del Golfo de Güacanáyabo y al extremo NO de la sección sísmica 11. Alcanza una profundidad de 2219.2 m, corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), y finaliza en la Fm Pilón perteneciente al basamento. El relleno sedimentario cortado en este punto lo constituye las formaciones Charco Redondo, Sevilla Arriba, Cabo Cruz, Manzanillo y Cauto. El sondeo ha proporcionado un abundante y variado registro fósil, constituido predominantemente por foraminíferos bentónicos y planctónicos, y en

menor medida por restos de briozoos, ostrácodos, corales, moluscos y carófitas. El contenido en foraminíferos ha permitido asignarle una edad que varía desde el Paleoceno Superior para la Fm Pilón hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y en la parte inferior de la Fm Sevilla Arriba se ha observado una manifestación de hidrocarburos. Existe información más detallada en la ficha 1.14 en el Anexo 1.

El sondeo **Granma-1** (GR en Fig. 3.3) es el sondeo más profundo de los perforados en la cuenca, fue realizado en el año 1979 en *onshore*, en el borde del depocentro terrestre de la cuenca (Fig. 3.1) y próximo a la sección sísmica 16. Alcanza una profundidad de 3004.5 m, corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), y finaliza en el Grupo El Cobre, que forma parte del basamento. La sucesión estratigráfica cortada por el sondeo en este punto está constituida por las formaciones: Charco Redondo, San Luís, Camazán, Paso Real, Manzanillo, Bayamo y Cauto. El sondeo ha proporcionado un abundante registro fósil con predominio de los foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, que han permitido asignarle una edad que varía desde Paleoceno Medio para el Grupo El Cobre hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo ha registrado varias manifestaciones de hidrocarburos entre los 1200 y 2200 m de profundidad, en las formaciones San Luís, Camazán y Paso Real, y ha cortado las discontinuidades U-1, U-2 y U-3. Del sondeo Granma-1 se extrajeron un total de 51 núcleos, de algunos de los cuales, proceden las muestras que se han utilizado en la presente Tesis. Ver información más detallada en la ficha 1.15, Anexo 1.

El sondeo **Embarcadero-1** (EM en Fig. 3.3) fue perforado en 1956 en *onshore*, al este del sondeo Granma-1 y en el depocentro terrestre de la cuenca (Fig. 3.1). Alcanza una profundidad de 2619.4 m, corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), y finaliza en el Grupo El Cobre, perteneciente al basamento. El relleno sedimentario cortado en este punto está constituido por las formaciones Charco Redondo, San Luís, Camazán, Manzanillo, Bayamo y Cauto. El sondeo ha proporcionado un abundante registro paleontológico predominantemente constituido por foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, que han permitido asignarle una edad que varía desde el Eoceno Inferior para el Grupo El Cobre hasta el Plioceno Inferior para la Fm Manzanillo. El sondeo ha registrado manifestaciones de hidrocarburos en las formaciones Manzanillo y San Luís, y corta las discontinuidades U-1, U-2 y U-3. Ver información más detallada en la ficha 1.16, Anexo 1.

El sondeo **Bayamo-1** (BY en Fig. 3.3) fue perforado en 1958 en *onshore*, en el borde SE del depocentro terrestre de la cuenca (Fig. 3.1) y en la intersección de las secciones sísmicas 17 y 19. Alcanza una profundidad de 1489 m, corta la totalidad del relleno sedimentario de la cuenca y la discordancia basal (U-0), finalizando en la Fm Pilón, perteneciente al basamento. Las formaciones del relleno sedimentario cortadas en este punto son: Charco Redondo, San Luís, Camazán, Manzanillo y Bayamo. No se dispone de información sobre el contenido fósil de los materiales perforados por este sondeo. El sondeo no ha registrado manifestaciones de

hidrocarburos, y ha cortado las discontinuidades U-1, U-2 y U-3. Puede consultarse información más detallada en la ficha 1.17, Anexo 1.

3.4. MUESTRAS

Las únicas muestras de la Cuenca Cauto-Güacananayabo a las que se ha tenido acceso para esta Tesis proceden de los testigos del sondeo Granma-1, que se conservan en la litoteca del Ceinpet. El muestreo se realizó conjuntamente con un especialista de Ceinpet y consistió en la toma de fragmentos de los núcleos. En total se tomaron 21 muestras, cuya posición se detalla en la ficha del sondeo (ficha 1.15 del Anexo 1). La mayoría de las muestras corresponden al relleno sedimentario (17) y el resto (4) al basamento de la cuenca. Del total de las muestras se prepararon 7 para el estudio petrográfico y 14 para el estudio de nannoplacton calcáreo. Todas las muestras paleontológicas analizadas han aportado resultados negativos.

3.5. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

La información geológica de superficie se ha obtenido a partir de los Mapas Geológicos de la República de Cuba a escalas 1:500 000 (Linares et al., 1985) y 1:250 000 (Pushcharovsky, 1988). La información morfométrica se ha obtenido del Modelo Digital del Terreno (MDT) descargado del sitio web: <http://srtm.csi.cgiar.org> y la batimétrica del sitio web: <http://www.gebco.net/>.

AVÍS IMPORTANT

El text del Capítol 4 ha estat retirat seguint instruccions de l'autora de la tesi, en existir participació d'empreses, existir conveni de confidencialitat o existeix la possibilitat de generar patents

AVISO IMPORTANTE

El texto del Capítulo 4 ha sido retirado siguiendo instrucciones de la autora, al existir participación de empresas, convenio de confidencialidad o la posibilidad de generar patentes.

IMPORTANT NOTICE

The text of Chapter 4 has been withdrawn on the instructions of the author, as there is participation of undertakings, confidentiality agreement or the ability to generate patent

5. EL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA CAUTO- GÜACANAYABO

El relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo está constituido por 19 unidades litoestratigráficas (Figs. 5.1 y 5.2) agrupadas en cuatro secuencias estratigráficas. Estas unidades han sido reconocidas principalmente mediante el estudio de los sondeos, mientras que su geometría y relaciones laterales se han propuesto a partir de la sísmica.

Las unidades del relleno sedimentario abarcan un período de tiempo que va desde el Eoceno Medio hasta el Holoceno y su espesor puede superar los 2600 ms (TWT) en la parte oriental de la cuenca (Fig. 4.24). Las principales variaciones de espesor se producen en dirección NE-SO en el margen sur de la cuenca. También se observan variaciones de espesores en dirección NO-SE, aunque éstas son más regulares.

En la mayor parte de los sondeos y las secciones sísmicas estudiadas se han podido reconocer cuatro discontinuidades estratigráficas a escala de cuenca. Estas también afloran en los márgenes norte y sur de la cuenca, y han permitido subdividir el registro sedimentario en cuatro secuencias estratigráficas: la secuencia basal (secuencia A), de edad Eoceno Medio a Superior; la secuencia B de edad Oligoceno Superior a Mioceno Medio; la secuencia C, de edad Mioceno Medio a Plioceno Inferior, y la secuencia superior (secuencia D) de edad Plioceno Superior a Holoceno. Estas secuencias muestran variaciones de facies y espesores importantes. Las secuencias A y D están constituidas principalmente por facies detríticas, mientras que las B y C presentan mayormente facies carbonatadas.

A continuación se presenta una descripción detallada de las unidades del relleno sedimentario, su geometría y relaciones. Dicha descripción se desarrolla en los siguientes subapartados: Litoestratigrafía, bioestratigrafía, estratigrafía secuencial, y análisis de la subsidencia.

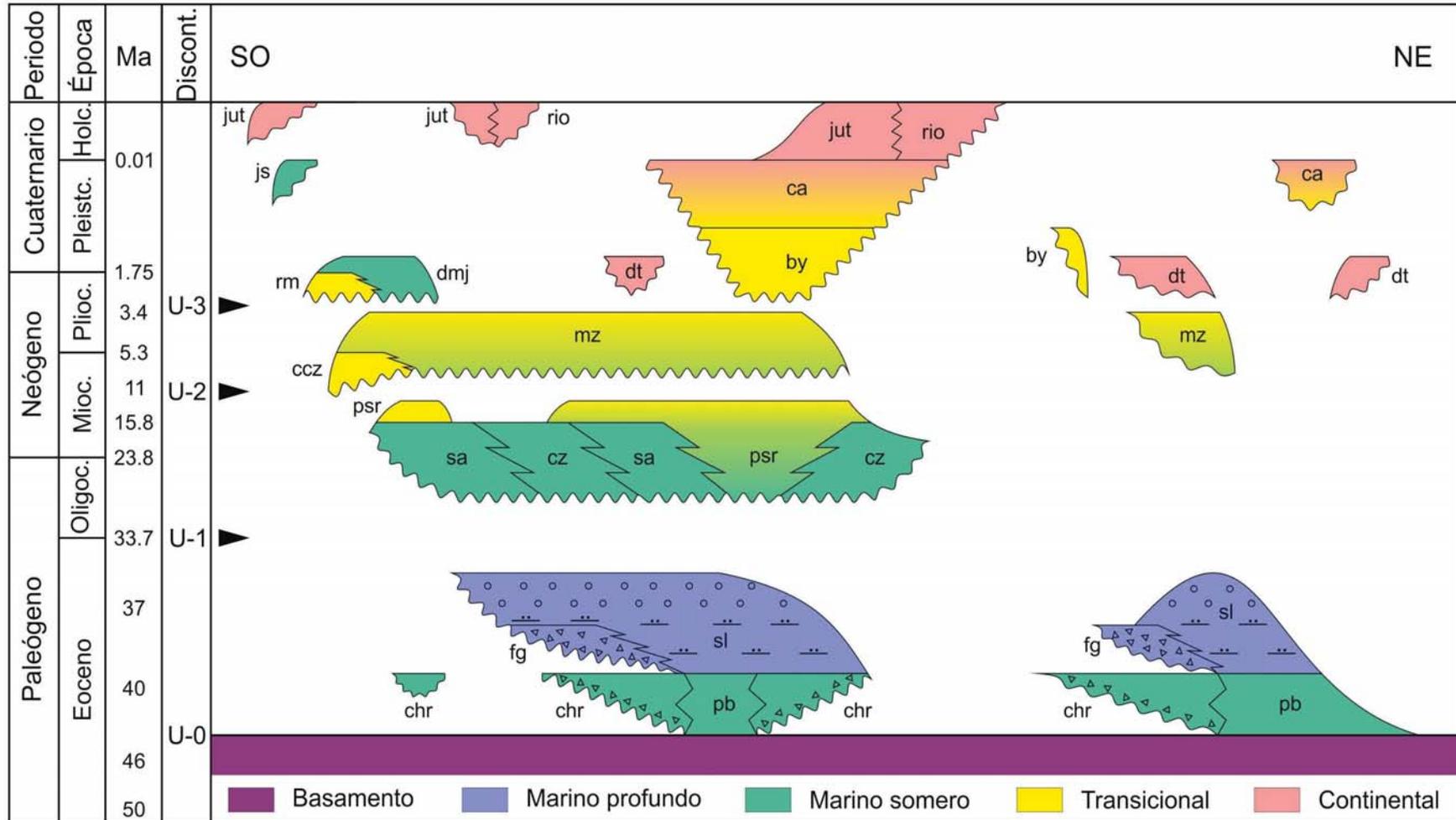


Figura 5.1. Esquema cronoestratigráfico para el margen oriental de la Cuenca Cauto-Güacanayabo. Los colores indican el medio de sedimentación: Azul (marino profundo), Verde (marino somero), Amarillo (transicional) y Rojo (continental). Clave de las unidades litoestratigráficas: pb = Fm Puerto Boniato, fg = Fm Farallón Grande, chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, cz = Fm Camazán, psr = Fm Paso Real, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo, rm = Fm Río Maya, dt = Fm Dátil, by = Fm Bayamo, ca = Fm Cauto, js = Fm Jaimanitas, jut = Fm Jutía, rio = Fm Río Macío y dmj = Unidad Informal Marga Demajagua.

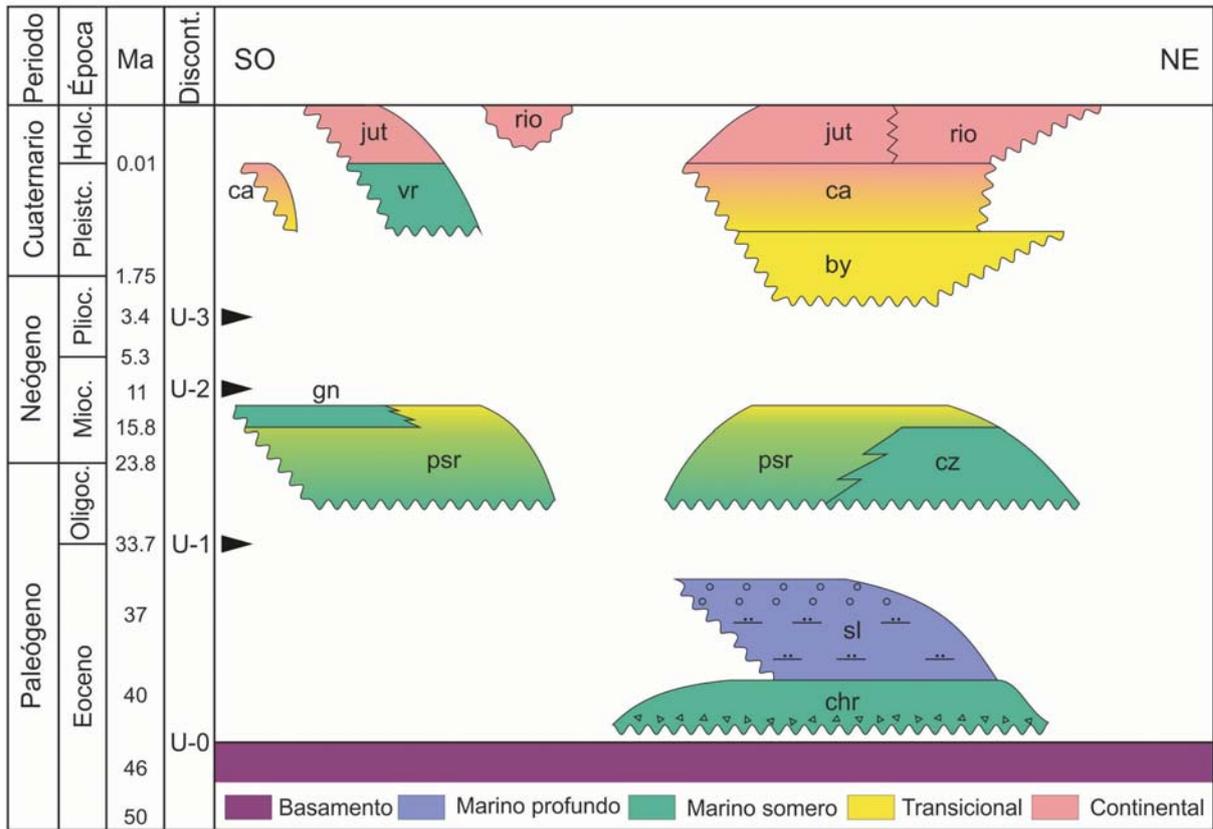


Figura 5.2. Esquema cronoestratigráfico para el margen occidental de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo. Los colores indican el medio de sedimentación: Azul (marino profundo), Verde (marino somero), Amarillo (transicional) y Rojo (continental). Clave de las unidades litoestratigráficas: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, psr = Fm Paso Real, cz = Fm Camazán, gn = Fm Güines, by = Fm Bayamo, ca = Fm Cauto, vr = Fm Villarroja, rio = Fm Río Macío y jut = Fm Jutía.

5.1. LITOESTRATIGRAFÍA

En la presente Tesis no se han establecido unidades litoestratigráficas nuevas, sino que se han tomado las propuestas de unidades que ya existían para la Cuenca Cauto-Güacanayabo en los trabajos precedentes de Linares et al. (1985) y Franco-Alvarez et al. (1994).

En la cuenca se han reconocido las formaciones Puerto Boniato (pb), Charco Redondo (chr), Farallón Grande (fg), San Luís (sl), Sevilla Arriba (sa), Camazán (cz), Paso Real (psr), Cabo Cruz (ccz), Manzanillo (mz), Güines (gn), Río Maya (rm), Bayamo (by), Dátil (dt), Cauto (ca), Villarroja (vr), Jaimanitas (js), Río Macío (rio), Jutía (jut) y la unidad informal Marga Demajagua (dmj), todas ellas pertenecientes al relleno sedimentario (Figs. 5.1 y 5.2). Una breve descripción de las unidades del basamento se ha desarrollado en el acápite 2.4.

Una ficha con información más detallada de las unidades que constituyen el relleno de la cuenca se presenta en el Anexo 2. A continuación se expone una breve descripción de cada una de las unidades, ordenadas de más antigua a más moderna.

5.1.1. Formación Puerto Boniato

La Fm Puerto Boniato (pb en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Nagy et al. (1976) en la Sierra de Boniato, en la provincia de Santiago de Cuba y aflora en forma de franja discontinua en la parte norte de la Sierra Maestra (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los 50 m. En el subsuelo de la cuenca no ha sido cortada por los sondeos; pero se reconoce aflorando en superficie en el límite sur de la cuenca.

Litológicamente está constituida por una alternancia de margas y calizas biodetríticas algales, con intercalaciones subordinadas de silexitas negro-parduzcas.

La Fm Puerto Boniato se dispone concordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno y es recubierta concordantemente por la Fm San Luís, y discordantemente por las formaciones Dátil y Cauto en el margen sur de la cuenca (Fig. 5.1). En la parte SE de la cuenca la Fm Puerto Boniato pasa lateralmente a la Fm Charco Redondo.

El contenido fósil está representado por abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, siendo éstos últimos los más abundantes. A partir de su contenido en foraminíferos bentónicos (biozona *Discocyclina marginata-Eocunoloides wellsi*; Furrázola-Bermúdez, 1964 y Blanco et al., 1988) y planctónicos (biozona *Hantkenina aragonensis-Globorotalia bullbrooki*; Quintas y Crespo, 2003) la edad de esta unidad ha sido establecida como Eoceno Medio.

La Fm Puerto Boniato representa la sedimentación en un medio marino somero. Para más información ver 2.1, en Anexo 2.

5.1.2. Formación Charco Redondo

La Fm Charco Redondo (chr en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Woodring y Daviess (1944) en las proximidades de la localidad de Charco Redondo, en la provincia de Granma y aflora ampliamente al sur de Jiguaní (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los

200 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido cortada por los sondeos Rabihorcado (RAB), Lavanderas (LV), Macaca (MAC), Creciente (CR), Vicana-1 (VIC-1), Vicana-2 (VIC-2), Santa Regina (SRE), Manzanillo (MZ), Oruita (ORU), Granma (GR), Embarcadero (EM) y Bayamo (BY), con espesores que varían entre los 34 m para el sondeo SRE y los 335 m para el sondeo MZ.

Litológicamente está constituida por calizas bioclásticas fosilíferas con un tramo basal de brechas, formando en su conjunto una secuencia grano y estrato decreciente, con estratificación gruesa en las brechas basales que pasa a estratificación media-fina hacia las calizas bioclásticas superiores.

La Fm Charco Redondo se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Cretácico y del Paleógeno, y las unidades sedimentarias del basamento. Es recubierta discordantemente por las formaciones Farallón Grande, Sevilla Arriba, Cauto y Bayamo en el margen sur de la cuenca o por Camazán y Paso Real en toda la cuenca (Figs. 5.1 y 5.2). También está recubierta concordantemente por la Fm San Luís, aunque en algunos puntos de la cuenca, este contacto puede ser discordante. En la parte SE de la cuenca la Fm Charco Redondo pasa lateralmente a la Fm Puerto Boniato.

El contenido fósil de la Fm Charco Redondo está representado por abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, siendo éstos últimos los más abundantes. A partir de su contenido en foraminíferos planctónicos (biozona *Morozovella aragonensis*, E5-E10; *Acarinina bullbrookii*, E11; Berggren et al., 1995, Wade et al., 2011) y bentónicos (biozonas *Discocyclusina marginata-Eocunoloides wellsi* y *Proporocyclusina teres-Asterocyclusina havanensis*; Blanco et al., 1988 y Quintas y Crespo, 2003) la edad de esta unidad ha sido establecida como Eoceno Medio.

Según Delgado-López (2003) la Fm Charco Redondo presenta valores máximos de Carbono Orgánico Total (TOC) de 0.031 %.

La Fm Charco Redondo representa la sedimentación en un medio marino somero. Para más información ver 2.2, en Anexo 2.

5.1.3. Formación Farallón Grande

La Fm Farallón Grande (fg en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Taber (1934) en las proximidades de la localidad de Guisa, en la provincia de Granma y aflora en el margen occidental de la Sierra Maestra (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los 400 m. Esta unidad no ha sido cortada por los sondeos de la cuenca, pero se ha reconocido aflorando en superficie en el margen SE de la cuenca.

Litológicamente está constituida predominantemente por brechas polimícticas, con intercalaciones de conglomerados y en menor proporción de areniscas de grano grueso. Hacia su parte superior contiene una intercalación rítmica de argilitas, limolitas y calizas tobaceas.

La Fm Farallón Grande se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno o sobre la Fm Charco Redondo, y pasa vertical y lateralmente a la Fm San Luís en

la parte SE de la cuenca (Fig. 5.1), siendo recubierta discordantemente por las formaciones Dátil y Manzanillo en el margen sur de la cuenca.

El contenido fósil de la Fm Farallón Grande está representado por abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos. A partir de su contenido en foraminíferos planctónicos (biozonas *Morozovella aragonensis*, E5-E10 y *Acarinina bullbrooki*, E11; Berggren et al., 1995, Fernández et al., 1999 y Wade et al., 2011) y bentónicos (*Discocyclina marginata*; Furrázola-Bermúdez, 1964) esta unidad se ha atribuido a la parte alta del Eoceno Medio.

La Fm Farallón Grande representa la sedimentación en un medio marino profundo (ambiente nerítico según Taber, 1934 y Jakus, 1983). Para más información ver 2.3, en Anexo 2.

5.1.4. Formación San Luís

La Fm San Luís (sl en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente propuesta por Taber (1934) en los alrededores de la ciudad de San Luís, en la provincia de Santiago de Cuba y aflora ampliamente en Baire y Contramaestre, así como en la parte más occidental de la Sierra Maestra (Fig. 2.7), donde su espesor alcanza los 700 m. En el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo ha sido cortada por los sondeos Rabihorcado (RAB), Lavanderas (LV), Creciente (CR), Río Tana (RJA), Santa Regina (SER), Granma (GR), Embarcadero (EM) y Bayamo (BY), con espesores que varían entre los 36 m para el sondeo RAB y los 520 m en el sondeo CR.

La unidad constituye una potente sucesión *flyschioide* que aumenta su índice de clasticidad hacia el techo, y está formada por areniscas polimícticas, limolitas, margas, y en menor medida conglomerados polimícticos y calizas; que en su conjunto forman una secuencia grano y estrato creciente, con estratificación fina en las calizas basales que pasa a estratificación gruesa hacia los conglomerados superiores.

La Fm San Luís se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno o bien en continuidad estratigráfica con la Fm Puerto Boniato o, incluso, localmente sobre la Fm Farallón Grande, hacia la cual también puede pasar lateralmente en dirección SO (Fig. 5.1). También se dispone concordantemente sobre la Fm Charco Redondo, aunque este contacto localmente puede ser discordante. Su límite superior lo constituye una discontinuidad a escala de cuenca (U-1) mediante la que se le superponen discordantemente las formaciones Sevilla Arriba, Camazán, Paso Real, Manzanillo, Río Maya, Cauto o Río Macío en el margen oriental de la cuenca.

El contenido fósil de la Fm San Luís está representado predominantemente por abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos. A partir de su contenido en foraminíferos planctónicos (biozonas *Acarinina bullbrooki*, E11; *Globigerinatheka semiinvoluta*, E14; *Hantkenina alabamensis* E16; *Truncorotaloides rohri* y *Turborotalia cerroazulensis* (Berggren et al., 1995, Fernández et al., 1999, Berggren y Pearson, 2005 y Wade et al., 2011) se ha establecido un rango de edad para esta unidad que incluye la parte alta del Eoceno Medio y el Eoceno Superior.

La Fm San Luís muestra valores máximos del 0.16 % en Carbono Orgánico Total (TOC; Delgado-López, 2003).

La Fm San Luís es interpretada como el resultado de la sedimentación detrítica en un medio marino profundo. Para más información ver 2.4, en Anexo 2.

5.1.5. Formación Sevilla Arriba

La Fm Sevilla Arriba (sa en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Franco-Alvarez (1976) en las cercanías de la localidad Sevilla Arriba, provincia de Granma, y muestra un desarrollo superficial limitado a la parte occidental de la Sierra Maestra (Fig. 2.7), mientras que en el subsuelo de la cuenca su presencia se restringe al extremo SO del sector oriental donde ha sido cortada por los sondeos Macaca (MAC), Media Luna (MD), Rabihorcado (RAB), Vicana-1 (VIC-1), Vicana-2 (VIC-2), Lavanderas (LAV), Río Tana (RJA), Santa Regina (SRE), Campechuela (CAP) y Oruita (ORU), con espesores que varían entre los 36 m para el sondeo VIC-1 y los 741 m en el sondeo SRE.

Litológicamente está constituida por calizas bioclásticas con *Lepidocyclina*, interestratificadas con margas y proporciones variables de rocas detríticas de diferentes granulometrías y componentes volcánicos.

La Fm Sevilla Arriba se puede disponer discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno, en el margen oriental de la cuenca, sobre las formaciones Charco Redondo o San Luís (Fig. 5.1), y a su vez es recubierta discordantemente por las formaciones Cabo Cruz y Manzanillo. En la parte oriental de la cuenca la Fm Sevilla Arriba pasa lateral y verticalmente a las formaciones Camazán y Paso Real.

El contenido fósil de la Fm Sevilla Arriba está representado por abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, siendo estos últimos los más abundantes. A partir de su contenido en foraminíferos bentónicos (biozona *Lepidocyclina undosa*; Luterbacher et al., 2004) y planctónicos (biozona *Globigerina ciperoensis*, P21a, O6, M1a; Fernández et al., 1999 y Wade et al., 2011) la edad de esta unidad ha sido establecida como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.

La Fm Sevilla Arriba representa la sedimentación en un medio marino somero. Para más información ver 2.5, en Anexo 2.

5.1.6. Formación Paso Real

La Fm Paso Real (psr en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Bermúdez (1950) en la llanura meridional de la provincia de Pinar del Río y es la unidad litoestratigráfica más extendida en Cuba. Aflora en la parte norte de la cuenca (Fig. 2.7), y en el subsuelo ha sido cortada por los sondeos Campechuela (CAP), Creciente (CR), Granma (GR) y Manzanillo (MZ), con espesores que varían entre los 300 m para el sondeo CR y los 1109 m en el sondeo CAP.

Esta unidad está predominantemente constituida por una alternancia de calizas y margas. Entre las calizas se incluyen calcarenitas bioclásticas (Fig. 5.3), calizas margosas, calizas biohermicas y, ocasionalmente, dolomías. También contiene escasas intercalaciones de conglomerados carbonatados (Fig. 5.4), areniscas y limolitas que contienen en algunos horizontes pirita, yeso, halita y lignito. La Fm Paso Real muestra cambios de facies abruptos, tanto vertical como lateralmente.

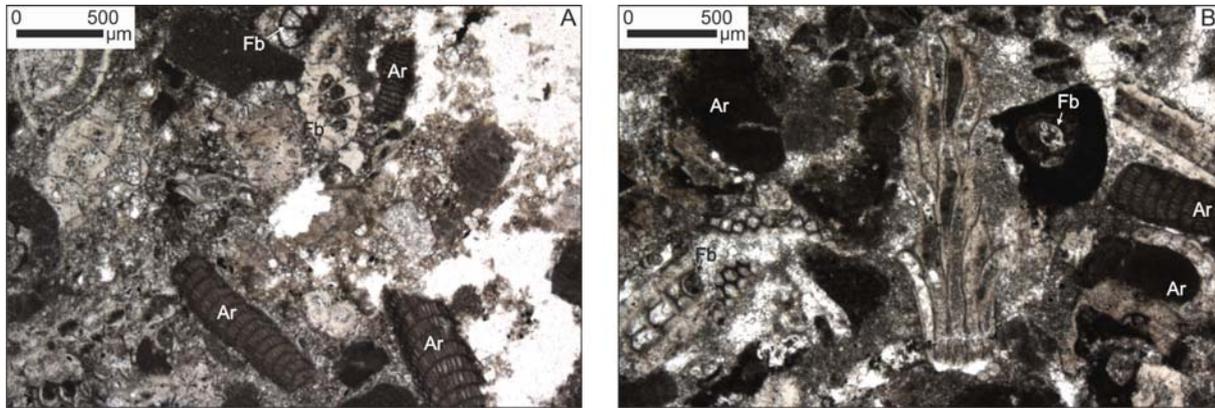


Figura 5.3. Microfotografías con luz paralela (A y B) de la muestra 07 del sondeo GR correspondiente a la parte superior de la Fm Paso Real. Se trata de un *grainstone-packstone* bioclástico de algas rojas (Ar) y foraminíferos bentónicos (Fb) que además contiene fragmentos de briozoos, corales, equinoides y ostrácodos. Ver posición en 1.15, Anexo 1.

La Fm Paso Real se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Cretácico en el margen occidental de la cuenca, y las formaciones Charco Redondo y San Luís, y concordantemente sobre las formaciones Camazán y Sevilla Arriba con las cuales también puede pasar lateralmente (Figs. 5.1, 5.2 y 2.7). Está recubierta discordantemente por las formaciones Cabo Cruz, Bayamo, Cauto, Villarroja y Río Macío. Según Bermúdez (1950) la Fm Manzanillo recubre concordantemente a Paso Real, pero la interpretación de las secciones sísmicas y los sondeos muestra que dicho contacto, en el margen oriental de la cuenca, es discordante; aunque es posible que hacia el centro de la cuenca el hiato deposicional abarque un período de tiempo relativamente corto y el contacto sea paraconforme. En la parte occidental de la cuenca la Fm Paso Real pasa lateral y verticalmente a la Fm Güines (Fig. 5.2).

El contenido fósil de la Fm Paso Real está representado por abundantes restos de algas rojas, foraminíferos planctónicos y bentónicos, briozoos, ostrácodos, equinoides, corales, gasterópodos y bivalvos (Fig. 5.3), siendo los foraminíferos bentónicos los más abundantes. También se reconocen restos de plantas terrestres (Fig. 5.4). A partir de su contenido en foraminíferos planctónicos (biozonas *Cassigerinella chipolensis*, M11; *Globorotalia kugleri*, M1 y *Globigerinoides primordius*, O7; Furrázola-Bermúdez, 1964, Turco et al., 2002 y Wade et al., 2011) y bentónicos (biozona *Lepidocyclina undosa*; Luterbacher et al., 2004) la edad de esta unidad ha sido establecida como Oligoceno Superior a la parte basal del Mioceno Superior.

La Fm Paso Real ha sido interpretada como el resultado de la sedimentación en un medio marino somero a transicional. Para más información ver 2.6, en Anexo 2.

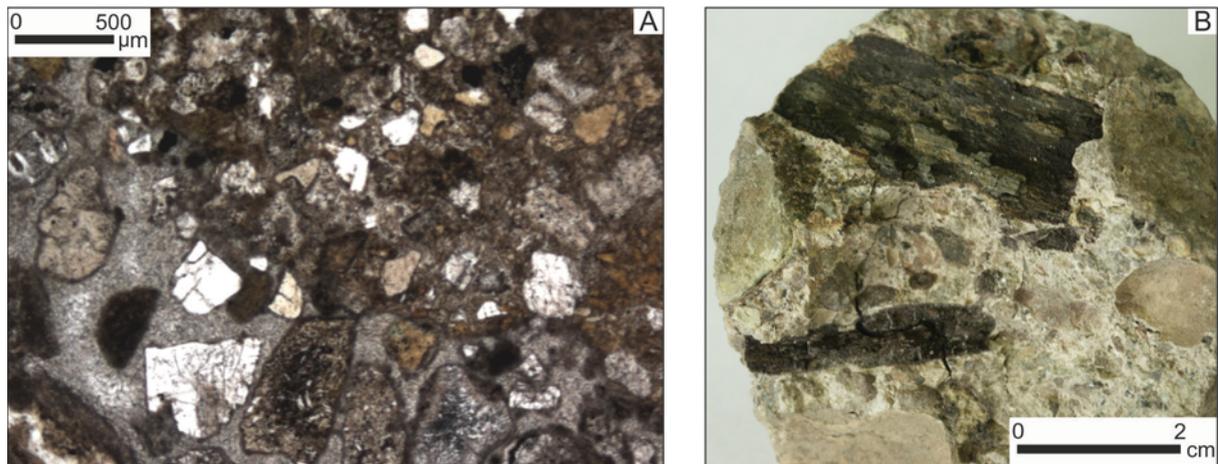


Figura 5.4. Microfotografía con luz paralela (A) y foto macroscópica (B) de la muestra 13 del sondeo GR correspondiente a la parte superior de la Fm Paso Real. Se trata de un pseudoconglomerado calcáreo con clastos de rocas volcánicas y de diversos tamaños, y abundantes restos vegetales. Ver posición en 1.15, Anexo 1.

5.1.7. Formación Camazán

La Fm Camazán (cz en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Kozary (1955b) al SE de la ciudad de Holguín, y aflora ampliamente en los alrededores de Jiguaní y al sur de Holguín (Fig. 2.7), donde su espesor varía entre los 440 y 800 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido cortada por los sondeos Vicana-2 (VIC-2), Río Tana (RJA), Granma (GR), Embarcadero (EM) y Bayamo (BY), con espesores que varían entre los 146 m para el sondeo VIC-2 y los 454 m en el sondeo EM.

Litológicamente está constituida por calizas coralino-algáceas, calcarenitas bioclásticas (Figs. 5.5 y 5.6), calciruditas y limolitas carbonatadas, así como escasas intercalaciones de limolitas, ocasionalmente yesíferas. Localmente, al oeste de Holguín y al norte de Jiguaní (Fig. 2.7), en la parte basal de la Fm Camazán se localiza un tramo conglomerático que ha sido descrito como Mbro Pedernales (Aarons, 1957). Este miembro no se reconoce en la Cuenca Cauto-Güacanayabo.

La Fm Camazán se puede disponer discordantemente sobre el basamento sedimentario o las formaciones Charco Redondo o San Luís, y es recubierta discordantemente por las formaciones Bayamo y Cauto en el margen oriental de la cuenca (Fig. 5.1). En la parte oriental de la cuenca la Fm Camazán pasa lateral y verticalmente a las formaciones Sevilla Arriba y Paso Real.

El contenido fósil de la Fm Camazán está representado por abundantes restos de foraminíferos bentónicos, Nannoplancton, Bivalvos, Equinoides y Corales (Figs. 5.5 y 5.6). A partir de su contenido en Nannoplancton (biozonas *Sphenolithus heteromorphus*, *Sphenolithus belemnos* y *Triquetorhabdulus carinatus*; Blanco et al., 1988) y foraminíferos planctónicos (biozona *Globigerina ciperoensis*, M1a; Shackleton et al., 1999) la edad de esta unidad ha sido

establecida como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Según Bernaola (comunicación personal) esta formación presenta una asociación de Nannoplancton calcáreo típico del Oligoceno Superior, sin precisar a qué biozona corresponden.

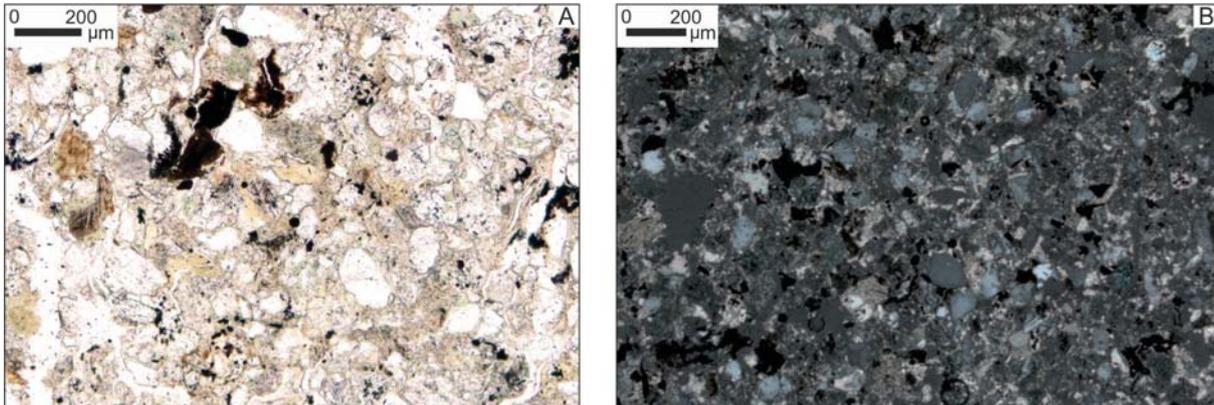


Figura 5.5. Microfotografías con luz paralela (A) y nicoles cruzados (B) de la muestra 16 del sondeo GR correspondiente a la parte inferior de la Fm Camazán. Las imágenes muestran una arenisca calcárea con clastos volcánicos y foraminíferos bentónicos y bivalvos. Ver posición en 1.15, Anexo 1. La imagen A con luz paralela y B con nicoles cruzados.

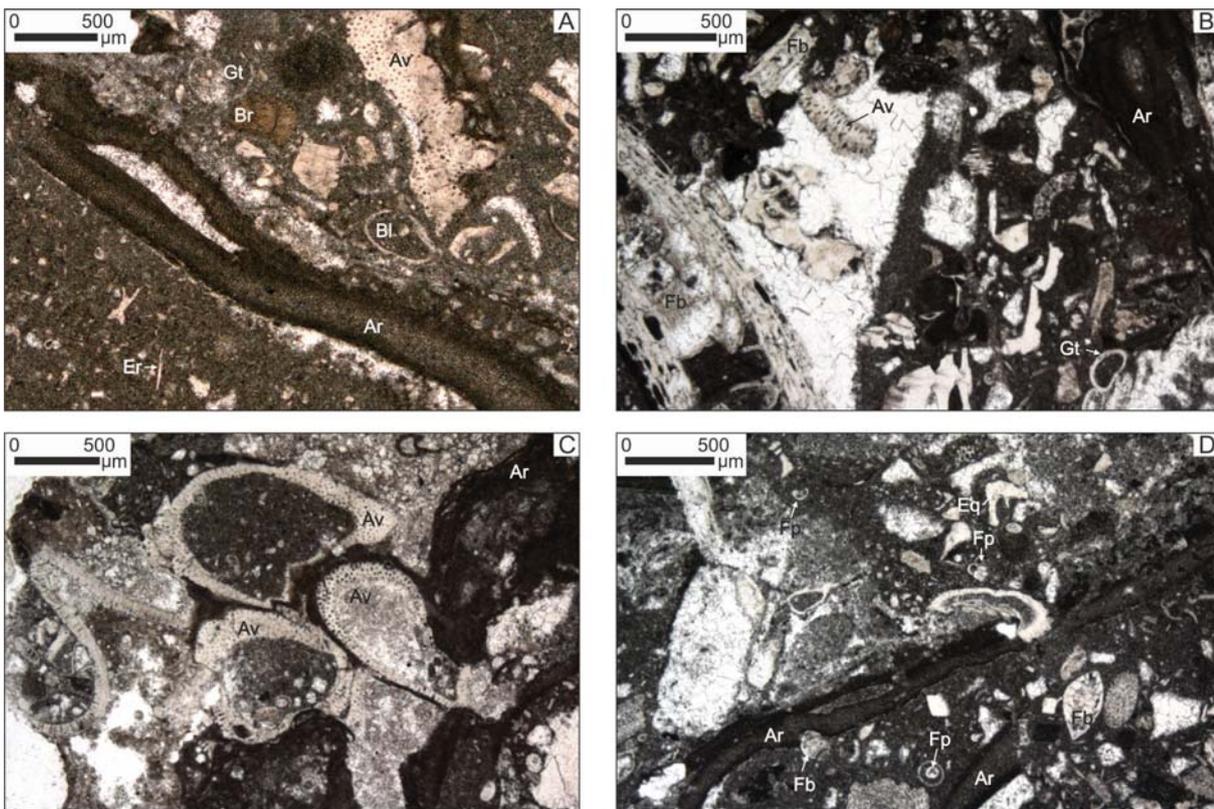


Figura 5.6. Microfotografías con luz paralela (A, B, C y D) de la muestra 14 del sondeo GR correspondiente a la parte superior de la Fm Camazán. Se trata de un *wackestone-packstone* bioclástico que contiene algas rojas (Ar) y verdes (Av), bivalvos (Bl), gasterópodos (Gr), briozoos (Br), foraminíferos bentónicos (Fb) y planctónicos (Fp), púas de erizos (Er) y corales. Ver posición en 1.15, Anexo 1.

La Fm Camazán es el resultado de la sedimentación en un medio marino somero. Para más información ver 2.7, en Anexo 2.

5.1.8. Formación Güines

La Fm Güines (gn en Fig. 5.2) fue definida por Humboldt (1826) en las proximidades de la localidad de Güines, provincia de Mayabeque, y aflora en el margen NO de la cuenca Cauto-Güacanayabo (Figs. 2.6 y 2.7), donde su espesor varía entre los 50 y 1670 m. No ha sido cortada por los sondeos en el subsuelo de la cuenca.

Esta unidad está constituida predominantemente por calizas detríticas fosilíferas, calizas biohermicas, dolomías, y ocasionalmente niveles lenticulares de margas.

La Fm Güines se dispone concordantemente sobre la Fm Paso Real, hacia la cual también puede transicionar lateralmente en dirección NE (Fig. 5.2), mientras que en otros puntos se superpone discordantemente sobre el basamento sedimentario y volcánico del Cretácico. Es recubierta discordantemente por las formaciones Villarroja y Jutía en el margen NO de la cuenca (Fig. 5.2).

El contenido fósil de la Fm Güines está representado por abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, ostrácodos, gasterópodos, bivalvos y equinoides. A partir de su contenido en foraminíferos planctónicos (biozonas *Globorotalia archeomenardii-Globorotalia praemenardii*, M7; *Praeorbulina glomerosa*, M5b; Turco et al., 2002, Pearson y Chaisson, 1997 y Shackleton et al., 1999) la edad de esta unidad se ha establecido como Mioceno Inferior (parte alta)-Mioceno Superior (parte basal).

La Fm Güines representa la sedimentación carbonatada en un medio marino somero. Para más información ver 2.8, en Anexo 2.

5.1.9. Formación Manzanillo

La Fm Manzanillo (mz en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Taber (1934) entre las ciudades de Manzanillo y Campechuela, provincia de Granma. Aflora en forma de franja alargada en el margen oriental del Golfo de Güacanayabo (Fig. 2.7) y está presente en el subsuelo de la parte oriental de la cuenca, donde ha sido cortada por todos los sondeos. Los espesores cortados en el subsuelo de la cuenca varían entre los 103 m para el sondeo Campechuela y los 1174 m en el sondeo Embarcadero.

Esta unidad está constituida predominantemente por una alternancia de calizas biodetríticas arcillosas (Fig. 5.7), areniscas derivadas de rocas volcánicas y margas, y subordinadamente calciruditas, e intercalaciones de arcillas que ocasionalmente pueden ser yesíferas. La Fm Manzanillo es muy fosilífera.

La Fm Manzanillo se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno y las formaciones Paso Real, Farallón Grande, San Luís, Sevilla Arriba y Camazán, y es recubierta discordantemente por las formaciones Bayamo, Cauto, Dátil, Río Maya, Jutía y Río

Macío, así como por la unidad informal Marga Demajagua. En la parte SO de la cuenca la Fm Manzanillo pasa lateralmente a la Fm Cabo Cruz.

Su contenido fósil está representado por abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, ostrácodos, gasterópodos, bivalvos, equinoides, corales, briozoos y algas (Fig. 5.7). A partir de su contenido en foraminíferos planctónicos (biozona *Globigerina nepenthes*, PL1; Berggren, 1973) y la posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Mioceno Superior (parte alta) a Plioceno Inferior.

Según Delgado-López (2003) en la Fm Manzanillo no se ha determinado la presencia de Carbono Orgánico Total (TOC).

La Fm Manzanillo representa la sedimentación en un medio marino somero a transicional. Para más información ver 2.9, en Anexo 2.

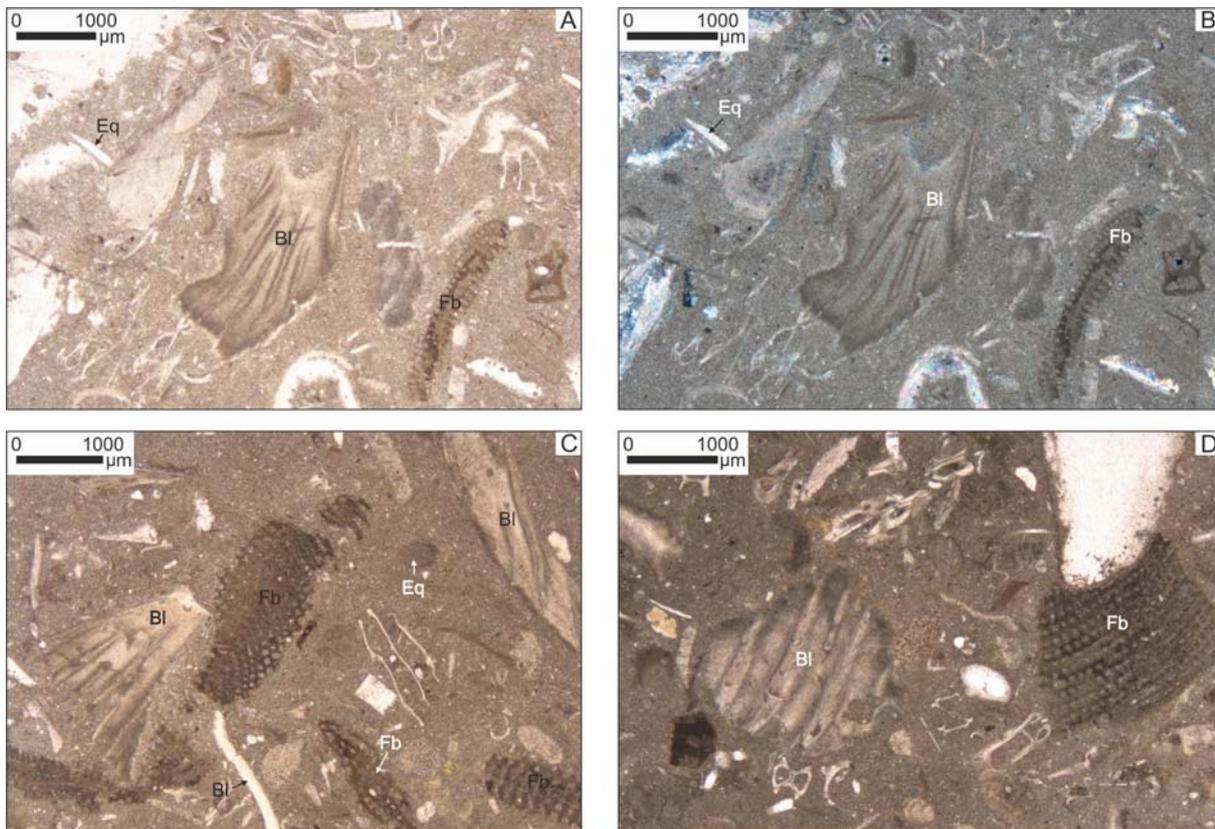


Figura 5.7. Microfotografías con luz paralela (A, C y D) y con nicoles cruzados (B) de la muestra 11 del sondeo GR correspondiente a la parte inferior de la Fm Manzanillo. Se trata de un *wackestone* bioclástico que contiene fragmentos de bivalvos (Bl), gasterópodos, equinoides (Eq), corales, briozoos y algas, además de foraminíferos bentónicos (Fb) y planctónicos. Ver posición en 1.15, Anexo 1.

5.1.10. Formación Cabo Cruz

La Fm Cabo Cruz (ccz en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Kozary (1955a) al NE de Cabo Cruz, provincia de Granma y aflora en el extremo SO de la cuenca (Fig. 2.7), donde su espesor puede superar los 200 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido cortada por los sondeos

Vicana-1 (VIC-1), Vicana-2 (VIC-2), Oruita (ORU), Niquero (NQ), Media Luna (MD), Macaca (MAC) y Creciente (CR), con espesores que varían entre los 128 m para el sondeo MAC y los 355 en el sondeo CR.

Esta unidad está constituida predominantemente por calizas biodetríticas arcillosas y calizas fosilíferas que contienen abundantes tubos de *Kuphus incrassatus*, y subordinadamente por margas. Las calizas pueden encontrarse ligeramente fosfatizadas.

La Fm Cabo Cruz se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno y es recubierta con igual contacto por las formaciones Río Maya y Jutía en el margen SO de la cuenca (Fig. 5.1). En la parte suroriental de la cuenca la Fm Cabo Cruz pasa lateral y verticalmente a la Fm Manzanillo.

Su contenido fósil está representado por abundantes restos de foraminíferos bentónicos, equinoideos, corales, gasterópodos y bivalvos, entre los que se encuentran abundantes tubos de *Kuphus incrassatus*, un bivalvo de la familia Teredinidae característico de medios transicionales (*shoreface*) de alta energía. A partir de su registro fósil y la posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Mioceno Medio (parte alta) a Mioceno Superior.

La Fm Cabo Cruz ha sido interpretada como el resultado de la sedimentación en un medio marino somero a transicional. Para más información ver 2.10, en Anexo 2.

5.1.11. Unidad Informal Marga Demajagua

La unidad Marga Demajagua (dmj en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Franco-Alvarez (1976) en la costa oriental del Golfo de Güacanáyabo, donde su espesor no supera los 10 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido cortada por los sondeos *offshore* Rabihorcado (RAB) y Lavanderas (LV), con espesores que varían entre los 90 y 170 m, respectivamente.

Litológicamente está predominantemente constituida por margas arcillosas y margas fosilíferas, con intercalaciones subordinadas de arcillas bentónicas y calizas biodetríticas.

La unidad Marga Demajagua se dispone discordantemente sobre la Fm Manzanillo y concordantemente sobre la Fm Río Maya, y su límite superior es erosivo (Fig. 5.1). En el Golfo de Güacanáyabo la unidad Marga Demajagua pasa lateralmente a Río Maya.

Su contenido fósil está representado por abundantes restos de foraminíferos bentónicos, gasterópodos, bivalvos, ostrácodos y corales. A partir de su registro fósil y la posición estratigráfica se le ha asignado una edad del Plioceno Superior.

La unidad Marga Demajagua representa la sedimentación en un medio marino somero. Para más información ver 2.11, en Anexo 2.

5.1.12. Formación Río Maya

La Fm Río Maya (rm en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Franco-Alvarez (1976) en las Terrazas de Maisí, provincia de Guantánamo y aflora en forma de franja alargada al sur de Niquero (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los 80 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido

cortada por los sondeos *offshore* Rabihorcado (RAB) y Lavanderas (LV), con espesores que varían entre los 294 y los 323 m, respectivamente.

Litológicamente está constituida por calizas algales y calizas coralinas, y subordinadamente conglomerados polimícticos de granulometría fina.

La Fm Río Maya se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno y las formaciones Cabo Cruz y Manzanillo, y es recubierta discordantemente por las formaciones Jaimanitas y Río Macío (Fig. 5.1). En el Golfo de Güacanáyabo la Fm Río Maya pasa lateral y verticalmente a la unidad informal Marga Demajagua.

Su contenido fósil está representado por abundantes restos de foraminíferos bentónicos, gasterópodos, bivalvos y corales. A partir de su registro fósil y la posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior.

La Fm Río Maya representa la sedimentación en un medio marino somero a transicional. Para más información ver 2.12, en Anexo 2.

5.1.13. Formación Dátil

La Fm Dátil (dt en Fig. 5.1) fue inicialmente descrita por Kozary (1957b) entre las localidades del Dátil y el Entronque de Bueycito, en la provincia de Granma, y aflora al sur de Campechuela y Bayamo (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los 34 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido cortada por el sondeo Río Tana (RJA) con un espesor de 48 m. Según Jakus (1983) el espesor en la Cuenca Cauto-Güacanáyabo puede alcanzar los 200 m.

Litológicamente está constituida predominantemente por conglomerados polimícticos masivos y débilmente cementados.

La Fm Dátil se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno y las formaciones Charco Redondo, Farallón Grande, Puerto Boniato, San Luís, Manzanillo y Cabo Cruz, y es recubierta discordantemente por la Fm Cauto.

La Fm Dátil no ha reportado contenido fósil. A partir de su posición estratigráfica se le ha asignado una edad del Plioceno Superior a la base del Pleistoceno. Esta unidad representa la sedimentación en un medio continental. Para más información ver 2.13 en Anexo 2.

5.1.14. Formación Bayamo

La Fm Bayamo (by en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Jakus (1976) entre los poblados de Cauto Cristo y El Sombrero, en la provincia de Granma, y aflora entre Bayamo y Jiguaní y al NO de Cauto Embarcadero (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los 100 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido cortada por los sondeos Bayamo (BY), Embarcadero (EM) y Granma (GR), con espesores que varían entre los 82 m para el sondeo EM y los 340 m en el sondeo GR.

Litológicamente está constituida por areniscas polimícticas entre las que se encuentran intercalaciones lenticulares de arcillas, arenas arcillosas e inclusiones ocasionales de yeso.

La Fm Bayamo se dispone discordantemente sobre las formaciones Charco Redondo, Camazán, Manzanillo y Paso Real, mientras que hacia techo pasa concordantemente a la Fm Cauto, aunque hacia la parte SE del margen oriental de la cuenca puede ser discordantemente recubierta por la Fm Río Macío (Figs. 5.1 y 5.2).

Su contenido fósil está representado por escasos restos mal preservados de foraminíferos. A partir de su posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior.

La Fm Bayamo representa la sedimentación en un medio transicional. Para más información ver 2.14 en Anexo 2.

5.1.15. Formación Cauto

La Fm Cauto (ca en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Blanché (1957) en el valle del Río Cauto, en la provincia de Granma, y aflora ampliamente en los márgenes de la cuenca Cauto-Güacayanabo (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los 25 m. En el subsuelo de la cuenca ha sido cortada por los sondeos Creciente (CR), Embarcadero (EM), Granma (GR), Macaca (MAC), Media Luna (MD), Oruita (ORU), Vicana-1 (VIC-1) y Vicana-2 (VIC-2), con espesores que varían entre los 10 m para el sondeo MAC y los 70 en el sondeo GR.

Litológicamente está constituida por una serie detrítica de arcillas, limos, areniscas y conglomerados polimícticos con estratificación horizontal y cruzada.

La Fm Cauto se puede disponer discordantemente sobre los basamentos volcánicos del Cretácico y del Paleógeno, o sobre las formaciones Dátil, Camazán, San Luís, Manzanillo, Paso Real y Güines. También puede disponerse concordantemente sobre la Fm Bayamo (Figs. 5.1 y 5.2). Hacia techo puede pasar concordantemente a las formaciones Río Macío o Jutía.

Esta unidad no ha reportado contenido fósil. A partir de la posición estratigráfica se le ha asignado una edad Pleistocena. La Fm Cauto representa la sedimentación en un medio transicional a continental. Para más información ver 2.15 en Anexo 2.

5.1.16. Formación Jaimanitas

La Fm Jaimanitas (js en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Brödermann (1940) entre el Río Almendares y la Bahía de Cabañas, en las provincias de La Habana y Artemisa, donde su espesor es del orden de los 10 m. Aflora en forma de franja estrecha paralela a la costa del Golfo de Güacayanabo, al oeste de la Sierra Maestra (Fig. 2.7), pero no ha sido cortada por los sondeos en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacayanabo.

Litológicamente está constituida por calizas biodetríticas muy fosilíferas y biohermos de corales de especies actuales. Las calizas frecuentemente se encuentran karstificadas.

La Fm Jaimanitas se dispone discordantemente sobre las formaciones Güines y Río Maya, y es recubierta discordantemente por las formaciones Río Macío y Jutía en el margen SO de la cuenca (Fig. 5.1).

Su contenido fósil está constituido por abundantes restos de gasterópodos, bivalvos y corales. A partir de su contenido fósil y posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Pleistoceno Superior.

La Fm Jaimanitas representa la sedimentación en un medio marino somero. Para más información ver 2.16 en Anexo 2.

5.1.17. Formación Villarroja

La Fm Villarroja (vr en Fig. 5.2) fue inicialmente descrita por Kartashov et al. (1976a) en las proximidades de la localidad de Artemisa, y aflora al SO de Ramírez (Fig. 2.7), donde su espesor no supera los 40 m. También aflora en el margen NO de la Cuenca Cauto-Güacanayabo, aunque no ha sido cortada por los sondeos en el subsuelo de la misma.

Litológicamente está constituida por arcillas arenoso-limosas, arenas arcillosas y arenas cuarzosas con abundante goethita.

La Fm Villarroja se dispone discordantemente sobre el basamento sedimentario y las formaciones Güines y Paso Real, y es recubierta concordantemente por la Fm Jutía en el parte NO de la cuenca (Fig. 5.2).

Su contenido fósil está representado por restos de foraminíferos resedimentados. A partir de su posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Pleistoceno Superior.

La Fm Villarroja representa la sedimentación en un medio marino somero. Para más información ver 2.17 en Anexo 2.

5.1.18. Formación Río Macío

La Fm Río Macío (rio en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Nagy y Radócz (1976). En la Cuenca Cauto-Güacanayabo aflora en la zona central, en los alrededores de Cauto Embarcadero y al NE de Manzanillo (Fig. 2.7), donde su espesor que no supera los 5 m, pero no ha sido cortada por los sondeos en el subsuelo de la cuenca.

Litológicamente está constituida por arcillas arenosas y limosas, limos y arenas con intercalaciones de gravas, localmente con estratificación cruzada.

La Fm Río Macío se dispone discordantemente sobre los basamentos volcánicos del Cretácico o del Paleógeno, o sobre las formaciones Manzanillo, Paso Real, Bayamo, Charco Redondo, Farrallón Grande, Puerto Boniato y San Luís, y también concordantemente sobre la Fm Cauto (Figs. 5.1 y 5.2). Su límite superior es erosivo en toda la cuenca.

Esta unidad no ha reportado registro fósil, por lo que la edad de Holoceno se le ha asignado a partir de su posición estratigráfica.

La Fm Río Macío representa la sedimentación en un medio continental.

5.1.19. Formación Jutía

La Fm Jutía (jut en Figs. 5.1 y 5.2) fue inicialmente descrita por Korpas y Radócz (1976). No ha sido cortada por los sondeos en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo, pero aflora en forma de franja a lo largo de la costa del Golfo de Güacanáyabo (Fig. 2.7), donde no supera los 5 m de espesor.

Litológicamente está constituida por carbonatos y sedimentos terrígenos finos ocasionalmente ricos en materia orgánica.

La Fm Jutía se dispone discordantemente sobre el basamento volcánico del Paleógeno o las formaciones Manzanillo, Güines y Cabo Cruz, y en el margen occidental de la cuenca, concordante sobre las formaciones Cauto y Villarroja (Figs. 5.1 y 5.2). La Fm Jutía puede pasar lateralmente a la Fm Río Macío. Su límite superior es una superficie erosiva.

El contenido fósil de esta unidad es escaso, limitándose a restos vegetales sin valor bioestratigráfico. A partir de su posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Holoceno.

La Fm Jutía representa la sedimentación en un continental a transicional, dominado por ambientes de manglar, palustres carbonatados y turberas.

5.2. BIOESTRATIGRAFÍA

A partir de la revisión de los trabajos de Furrázola-Bermúdez (1964), Blanco et al. (1988), Bolli et al. (1994), Fernández et al. (1999), Quintas y Crespo (2003), Luterbacher et al. (2004) y Wade et al. (2011) se han definido algunas biozonas en el relleno sedimentario de la Cuenca Cuto-Güacanáyabo. En aquellas unidades donde no ha sido posible definir biozonas se relaciona el registro fósil a partir del cual han sido datadas. La descripción detallada del contenido fósil para cada una de las unidades del relleno sedimentario de la cuenca se muestra en las fichas estratigráficas del Anexo 2.

Las secuencias Cenozoicas de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo son predominantemente carbonatadas y su contenido fósil está representado fundamentalmente por foraminíferos, nanoplancton, gasterópodos, bivalvos, equinodermos, corales y ostrácodos. Las secuencias del Cuaternario son mayormente terrígenas, con un contenido fósil predominantemente constituido por gasterópodos, bivalvos, corales, y restos de foraminíferos mal preservados y retrabajados.

En la Fm Puerto Boniato se han reconocido las biozonas *Discocyclina marginata-Eocunoloides wellsi* y *Hantkenina aragonensis-Globorotalia bullbrooki* (Furrázola-Bermúdez, 1964, Blanco et al., 1988, Quintas y Crespo, 2003). Estas biozonas se corresponden con el Eoceno Medio.

La Fm Charco Redondo reporta las biozonas *Discocyclina marginata-Eocunoloides wellsi*, *Proporocyclina teres-Asterociclyna havanensis*, *Morozovella aragonensis* (E5-E10) y *Acarinina bullbrooki*, (E11; Blanco et al., 1988, Berggren et al., 1995, Quintas y Crespo, 2003 y Wade et al., 2011). Estas biozonas se corresponden con el Eoceno Medio.

En la Fm Farallón Grande se han identificado las biozonas *Morozovella aragonensis* (E5-E10), *Acarinina bullbrooki* (E11) y *Discocyclina marginata* (Furrázola-Bermúdez, 1964, Berggren et al., 1995, Fernández et al., 1999 y Wade et al., 2011), que se corresponden con la parte alta del Eoceno Medio.

La Fm San Luís reporta las biozonas *Acarinina bullbrooki* (E11), *Globigerinatheka semiinvoluta* (E14), *Hantkenina alabamensis* (E16), *Truncorotaloides rohri* y *Turborotalia cerroazulensis* (Berggren et al., 1995, Fernández et al., 1999, Berggren y Pearson, 2005 y Wade et al., 2011). Estas biozonas correlacionan con la parte alta del Eoceno Medio y el Eoceno Superior.

En la Fm Sevilla Arriba se han reconocido las biozonas *Globigerina ciperoensis* y *Lepidocyclina undosa* (P21a, O6, M1a) (Fernández et al., 1999, Luterbacher et al., 2004 y Wade et al., 2011), que caracterizan el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior.

La Fm Paso Real reporta ha permitido reconocer las biozonas *Cassigerinella chipolensis* (M11), *Globorotalia kugleri* (M1), *Globigerinoides primordius* (O7) y *Lepidocyclina undosa* (Furrázola-Bermúdez, 1964, Turco et al., 2002, Luterbacher et al., 2004 y Wade et al., 2011). Estas biozonas se corresponden con el intervalo Oligoceno Superior a la parte alta del Mioceno Superior.

En la Fm Camazán se han reconocido las biozonas *Sphenolithus heteromorphus*, *Sphenolithus belemnus*, *Triquetorhabdulus carinatus* y *Globigerina ciperoensis* (M1a). Según Blanco et al. (1988) y Shackleton et al. (1999), estas biozonas correlacionan con el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior.

La Fm Güines reporta las biozonas *Globorotalia archeomenardii*-*Globorotalia praemenardii* (M7) y *Praeorbulina glomerosa* (M5b) (Turco et al., 2002, Pearson y Chaisson, 1997 y Shackleton et al., 1999), que se corresponden con la parte alta del Mioceno Inferior y la parte basal del Mioceno Superior.

En la Fm Manzanillo ha sido reconocida la biozona *Globigerina nepenthes* (PL1) (Berggren, 1973) que se corresponde con el Plioceno Inferior.

Aparte de las biozonas anteriormente descritas, existen otras unidades que no contienen fósiles guías, pero si han proporcionado un abundante registro fósil que ha permitido su datación: se trata de las formaciones Cabo Cruz y Río Maya, además de la unidad informal Marga Demajagua. La Fm Cabo Cruz contiene un registro fósil característico del Mioceno Medio-Mioceno Superior. El registro fósil contenido en la Fm Río Maya es característico del intervalo Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior, y la Unidad Informal Marga Demajagua contiene una asociación de fósiles cuyo rango de edad se restringe al Plioceno Superior. Puede consultarse más detalles sobre estas asociaciones fósiles en las correspondientes fichas de las unidades (2.10 a 2.12 en Anexo 2).

El contenido fósil de las formaciones Bayamo, Dátil, Cauto, Río Macío, Villarroja y Jutía es inexistente, o se trata de elementos resedimentados y sin valor bioestratigráfico. Todo el registro fósil de la Fm Jaimanitas se corresponde con especies actuales o subactuales.

Las biozonas descritas en las unidades estratigráficas de la Cuenca Cauto-Güacanayabo confirman que el relleno sedimentario de ésta se produjo entre la parte baja del Eoceno Medio y el Holoceno.

5.3. PANELES DE CORRELACIÓN

La geometría de las unidades del relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacananayabo anteriormente descritas, así como las relaciones y variaciones entre ellas, tanto verticales como laterales son muy variables. Para poner de manifiesto estas variaciones se han construido tres paneles de correlación; uno longitudinal y los otros dos transversales a la cuenca (Figs. 5.8, 5.9 y 5.10).

El panel longitudinal (Fig. 5.8) se localiza en el margen SE de la cuenca y tienen una dirección NE-SO. Es en esta zona y en esta dirección donde se producen las mayores variaciones tanto de facies como de espesores, presentando éstas últimas una distribución más irregular, reflejo de la estructuración y deformación a la que ha sido sometido el basamento y parte del relleno sedimentario. Los máximos espesores se producen hacia el NE, en la zona donde se encuentran los sondeos ORU, GR y EM.

En cambio, en los paneles de correlación transversales (Figs. 5.9 y 5.10) se observa como las variaciones y cambios laterales entre unidades son menos evidentes en dirección N-S, y la distribución de espesores sigue una pauta más regular, con los máximos espesores hacia la parte central de la cuenca (sondeos GR y LV respectivamente) y una reducción importante del espesor del relleno sedimentario hacia los márgenes N y S.

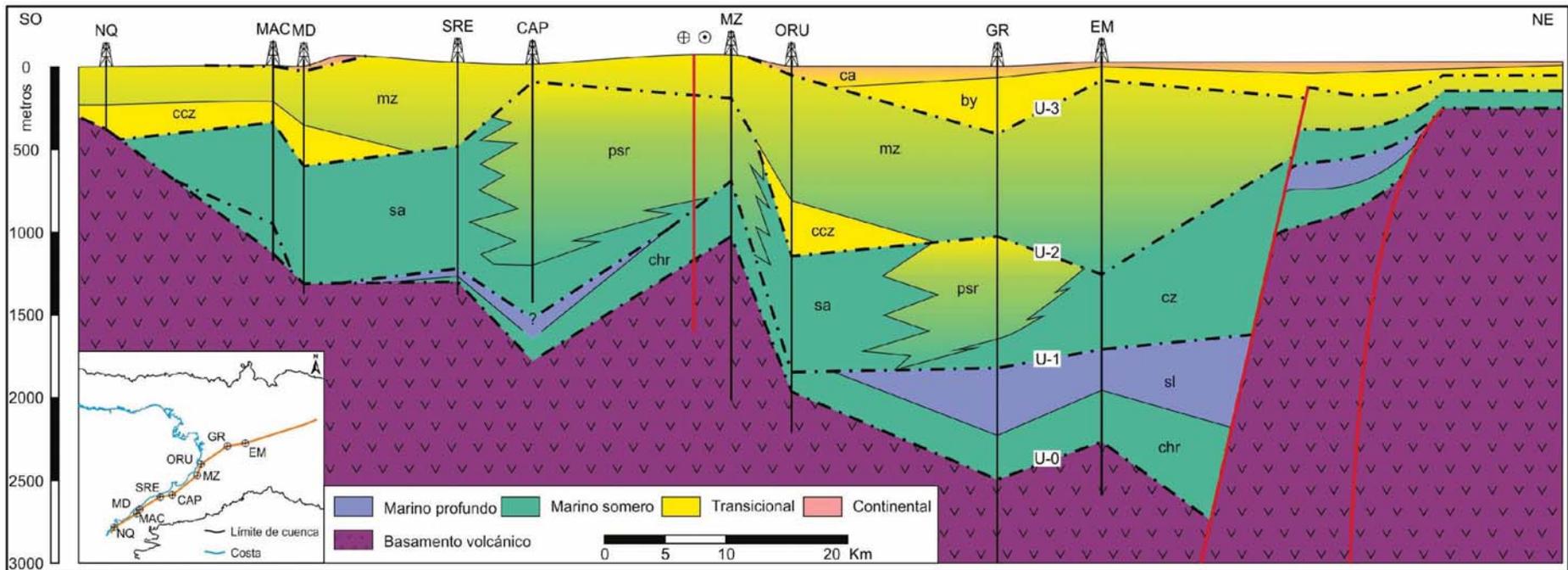


Figura 5.8. Panel de correlación longitudinal por el margen sur de la Cuenca Cauto-Güacanayabo entre los sondeos NQ, MAC, MD, SRE, CAP, MZ, ORU, GR y EM. Clave de las unidades litoestratigráficas: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, cz = Fm Camazán, psr = Fm Paso Real, mz = Fm Manzanillo, ccz = Fm Cabo Cruz, by = Fm Bayamo y ca = Fm Cauto.

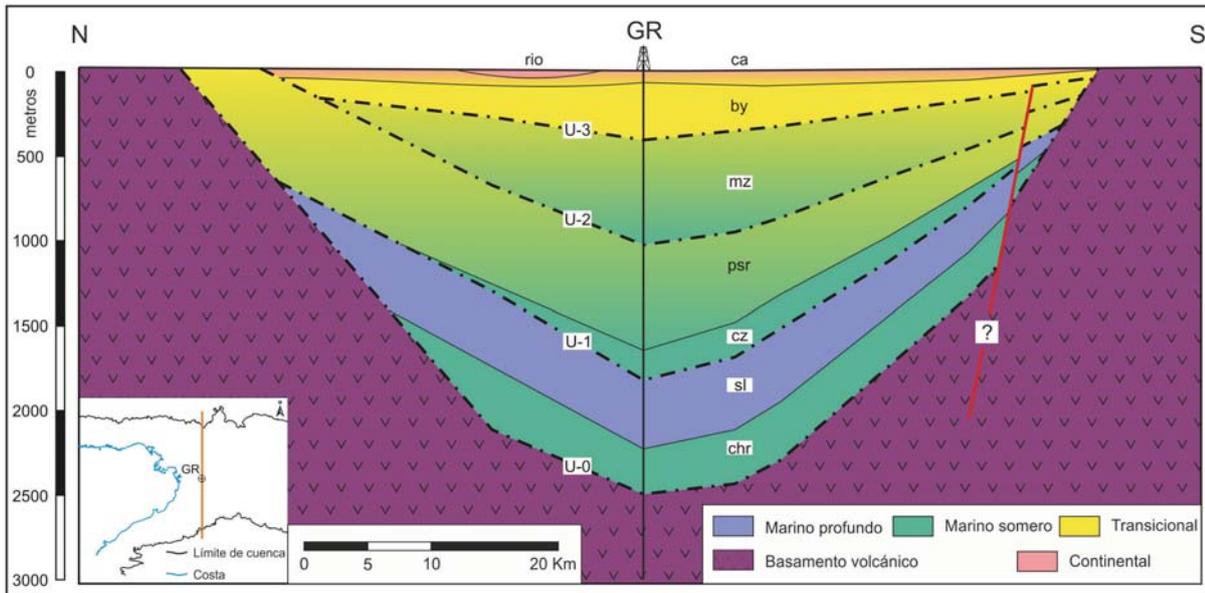


Figura 5.9. Panel de correlación transversal en la parte NE de la Cuenca Cauto-Güacanayabo, a partir del sondeo GR y la geología de superficie. Clave de las unidades litoestratigráficas: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, cz = Fm Camazán, psr = Fm Paso Real, mz = Fm Manzanillo, by = Fm Bayamo, ca = Fm Cauto y rio = Fm Río Macío.

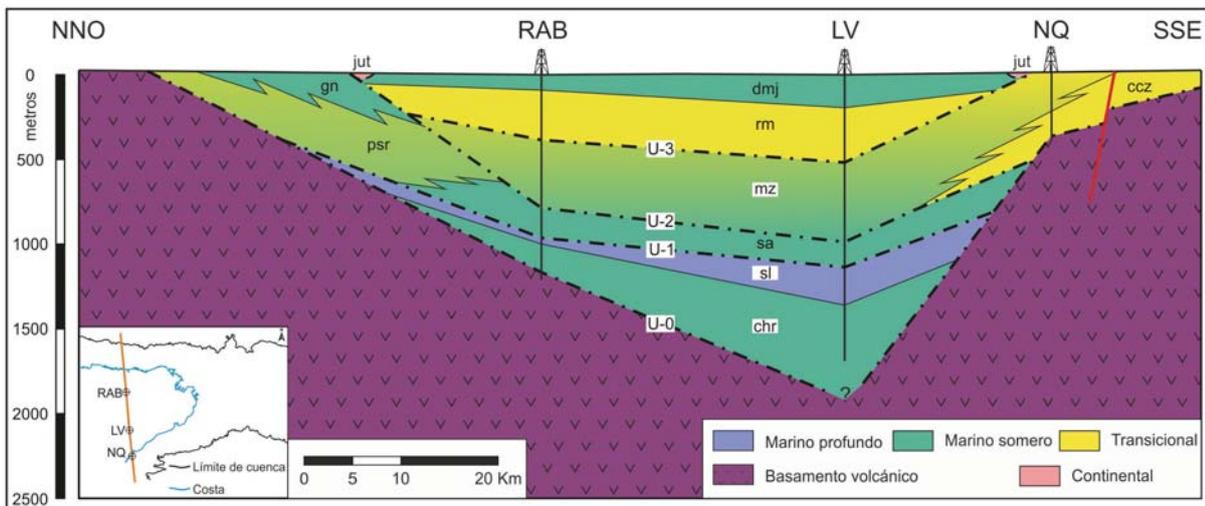


Figura 5.10. Panel de correlación transversal a la Cuenca Cauto-Güacanayabo en la parte SO entre los sondeos RAB, LV y NQ, y la geología de superficie. Clave de las unidades litoestratigráficas: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, psr = Fm Paso Real, mz = Fm Manzanillo, ccz = Fm Cabo Cruz, rm = Fm Río Maya, gn = Fm Güines, jut = Fm Jutia y dmj = unidad informal Marga Demajagua.

5.4. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

En el relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacanayabo se han identificado una serie de reflectores sísmicos que constituyen marcados horizontes estratigráficos. Estos reflectores representan discontinuidades regionales a escala de cuenca, y han permitido subdividir el relleno sedimentario (secuencia 2 en Figs. 3.4 y 3.5) en las cuatro secuencias ya citadas anteriormente en la introducción al apartado 4.2 (pág. 74), y que de base a techo han sido denominadas como secuencias A, B, C y D, mientras que las discontinuidades regionales que las delimitan han sido designadas, también ordenadas de más antiguas a más modernas, como U-0, U-1, U-2 y U-3 (Figs. 5.10 y 5.11).

Según el Código Estratigráfico Norteamericano (NASC, 1983) las unidades estratigráficas delimitadas por discontinuidades se denominan unidades aloestratigráficas, por lo tanto las cuatro secuencias de la cuenca constituyen secuencias aloestratigráficas.

La correlación de las secciones sísmicas con los sondeos, en la Zona-2 de la cuenca (Fig. 4.1), se ha realizado a partir del sondeo Granma-1 y la sección 16 (Fig. 5.11), mientras que para la correlación en la Zona-1 se han utilizado el sondeo Vicana-2 y la sección sísmica 4. La utilización de estos dos sondeos ha sido necesaria porque la única sección sísmica que permite el amarre entre las zonas 1 y 2 muestra, en el Elevado de Manzanillo (Fig. 4.9), deformaciones importantes que dificultan la migración de los reflectores de un lado a otro del elevado.

El intervalo de tiempo representado por cada una de las secuencias es de Eoceno Medio a Eoceno Superior para la secuencia A; de Oligoceno Superior a Mioceno Medio para la secuencia B; de Mioceno Medio a Plioceno Inferior para la secuencia C y Plioceno Superior a Holoceno para la secuencia D.

A partir de la interpretación de las líneas sísmicas se ha obtenido, en tiempo doble, un mapa de isopaca para cada una de las secuencias.

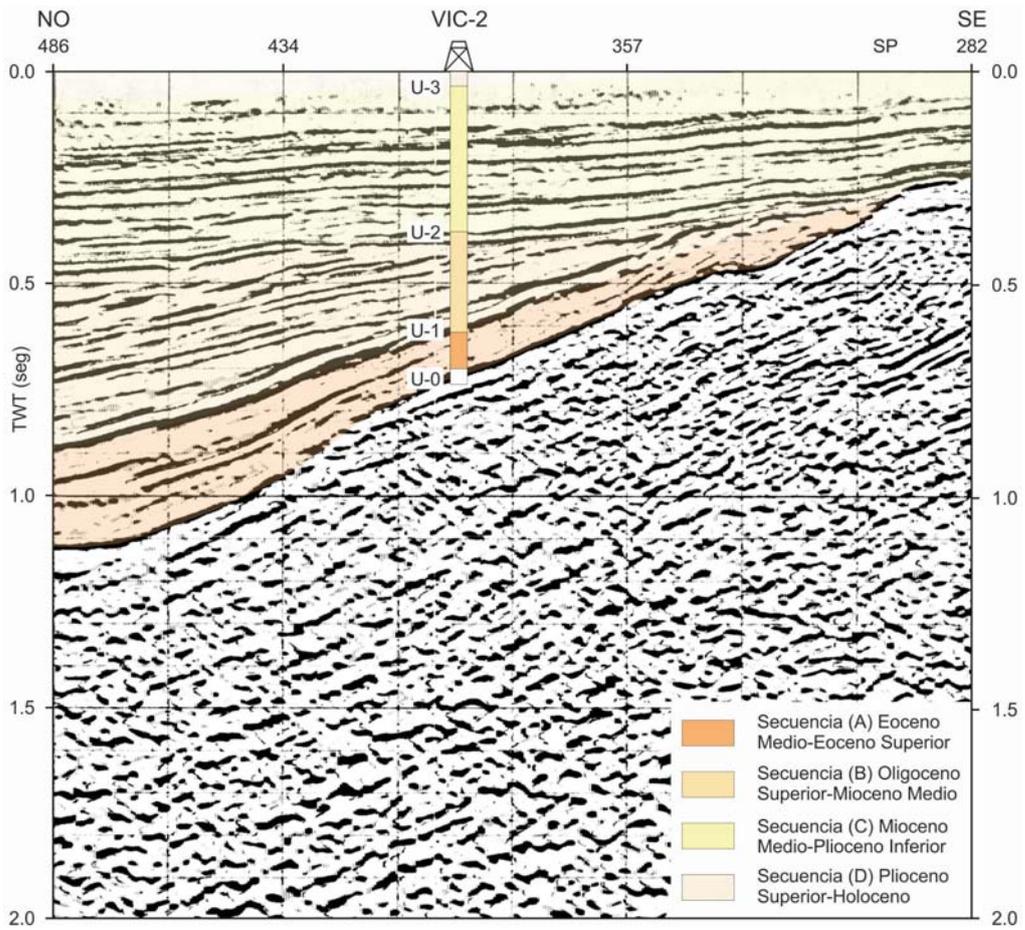


Figura 5.11. Esquema mostrando las secuencias descritas y sus límites a partir de la correlación de la sección sísmica 4 con el sondeo Vicana-2. Ver localización en Fig. 3.3.

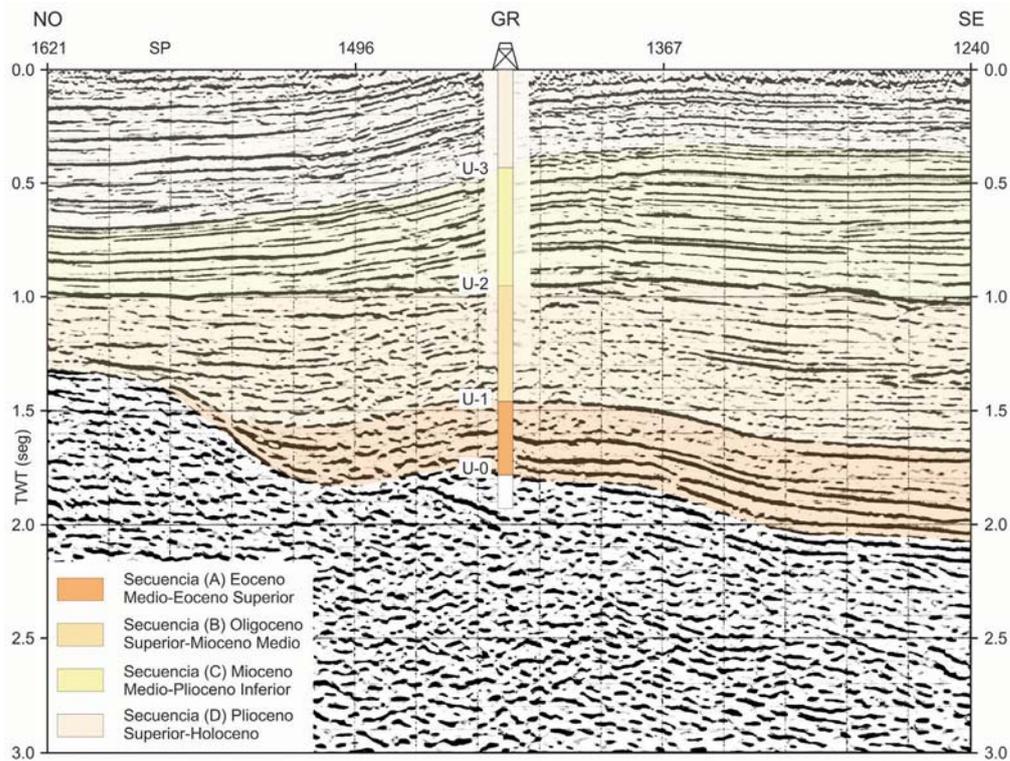


Figura 5.12. Esquema que muestra las secuencias descritas y sus límites a partir de la correlación de la sección sísmica 16 con el sondeo Granma-1. Ver localización en Fig. 3.3.

5.4.1. Principales discontinuidades a escala de cuenca

Las principales discontinuidades de la Cuenca Cauto-Güacanayabo (U-0, U-1, U-2 y U-3; Figs. 5.11 y 5.12) se han reconocido en la mayoría de las secciones sísmicas y los sondeos. Estas discontinuidades se observan con mayor nitidez en los márgenes de la cuenca, mientras que hacia el centro se van atenuando y pueden pasar a paraconformidad.

La discontinuidad basal (U-0) tiene una edad de Eoceno Medio (parte baja) y pone en contacto a las unidades sedimentarias post-Eoceno Medio con el basamento (Figs. 5.11 y 5.12). Los depósitos que se disponen sobre esta superficie muestran edades que varían entre el Eoceno Medio y el Holoceno. La variada edad de estos depósitos evidencia la compleja historia de subsidencia que afectó la cuenca durante el Cenozoico y el Cuaternario. Los datos de sondeos, sísmicos y de geología de superficie muestran que la mayor variabilidad geológica se localiza en el margen oriental de la cuenca, en la zona de contacto del Arco Volcánico del Paleógeno con el relleno sedimentario (Figs. 2.7, 5.1 y 5.8).

La discontinuidad U-1 tiene una edad de Oligoceno Inferior y pone en contacto facies marinas someras sobre facies marinas profundas (Figs. 5.1 y 5.2). Los depósitos que se disponen sobre esta superficie muestran variaciones de facies y espesores laterales abruptos (Fig. 5.8), y edades que varían entre el Oligoceno Superior y el Holoceno.

La discontinuidad U-2 tiene una edad de Mioceno Medio y se observa muy bien en los límites de la cuenca (Figs. 5.1, 5.2 y 5.10). Esta discontinuidad se atenúa hacia el centro de la cuenca y puede pasar a una paraconformidad. Las unidades que se disponen sobre esta superficie (U-2) muestran variaciones laterales de facies y de espesores regulares (Figs. 5.8, 5.9 y 5.10) y edades que varían desde el Mioceno Medio hasta el Holoceno.

La discontinuidad U-3 tiene una edad de Plioceno Superior (parte baja) y pone en contacto depósitos marinos someros con transicionales y continentales. La edad de los depósitos que se disponen sobre esta superficie varía entre el Plioceno Superior y el Holoceno. En la Cuenca Cauto-Güacanayabo esta discontinuidad (U-3) aflora en superficie entre Manzanillo y Niquero (Fig. 2.7).

5.4.2. Secuencia estratigráfica A (Eoceno Medio-Eoceno Superior)

La secuencia estratigráfica A está limitada en su base por la discontinuidad U-0 y representa un rango de edad entre la parte baja del Eoceno Medio y el Eoceno Superior. Está constituida por las formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo, Farallón Grande y San Luís (Figs. 5.1 y 5.2).

La secuencia A se inicia con depósitos carbonatados de ambientes marinos someros correspondientes a la Fm Puerto Boniato que transicionan lateralmente a los depósitos de Charco Redondo, también de ambientes marinos someros (Fig. 5.1). Hacia techo de la secuencia se disponen los depósitos turbidíticos de la Fm San Luís y los carbonatados de la Fm Farallón Grande. Las turbiditas de la Fm San Luís se depositaron en ambientes marinos profundos y localmente pueden transicionar lateralmente a la Fm Farallón Grande, de

ambientes marinos profundos. La secuencia A en su conjunto evidencia la profundización que experimentó la Cuenca Cauto-Güacanáyabo durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior.

La secuencia A se extiende por toda la cuenca (Fig. 5.13) y alcanza los máximos espesores al norte y sur de Bayamo, y en el Golfo de Güacanáyabo. El depocentro localizado entre los elevados de Jobabo y Lewinston tiene forma rectangular con los lados orientados en dirección NE-SO y N-S, y registra espesores superiores a los 900 ms (TWT), localizados en los bloques superiores de las fallas. El depocentro situado al NO de Manzanillo tiene forma alargada en dirección NE-SO y registra espesores máximos de 800 ms (TWT). El depocentro localizado hacia el SO del Golfo de Güacanáyabo tiene forma de cuadrado con los lados orientados en dirección NE-SO y NO-SE y registra espesores superiores a los 900 ms (TWT). También se localizan espesores superiores a 900 ms en el NO del Golfo de Güacanáyabo y superiores a 700 ms (TWT) al sur de Manzanillo. Los menores espesores se registran en los elevados de Jobabo y Lewinston, y hacia los límites norte y sur de la cuenca. También se localizan espesores mínimos en Manzanillo y en el Golfo de Güacanáyabo. Los espesores de la secuencia Eoceno Medio-Eoceno Superior (A) cortados por los sondeos varían entre los 0 m y los 674 metros cortados por el sondeo GR (Fig. 5.8).

5.4.3. Secuencia estratigráfica B (Oligoceno Superior-Mioceno Medio)

La secuencia estratigráfica B está limitada en su base por la discontinuidad U-1 y comprende un rango de edad que varía desde el Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio. Esta secuencia está constituida por las formaciones Sevilla Arriba, Paso Real, Camazán y Güines (Figs. 5.1, 5.2, 5.8, 5.9 y 5.10). En la secuencia predominan los depósitos carbonatados y terrígenos de ambientes marinos someros que muestran importantes variaciones laterales de facies y espesores. La secuencia B registra el proceso de somerización que tuvo lugar en la cuenca durante el Oligoceno Superior-Mioceno Medio.

La secuencia B se extiende por toda la cuenca (Fig. 5.14) y alcanza los máximos espesores al norte de Mabay y en el Golfo de Güacanáyabo, hacia el oeste de Manzanillo. Los depocentros de esta secuencia muestran formas rectangulares y registran espesores superiores a los 700 ms (TWT). Espesores superiores a 500 ms (TWT) se localizan al norte del Golfo de Güacanáyabo y al sur de Bayamo. Los menores espesores se observan en el elevado de Lewinston, hacia los límites norte y sur de la cuenca, en el elevado de Jobabo, al norte de Bayamo y en el NO del Golfo de Güacanáyabo. También se registran espesores mínimos en Manzanillo y Niquero. Los espesores de la secuencia B cortados por los sondeos varían entre los 37 m para el sondeo VIC-1 y los 1337 m en el sondeo CAP (1.8 y 1.12 respectivamente, en Anexo 1).

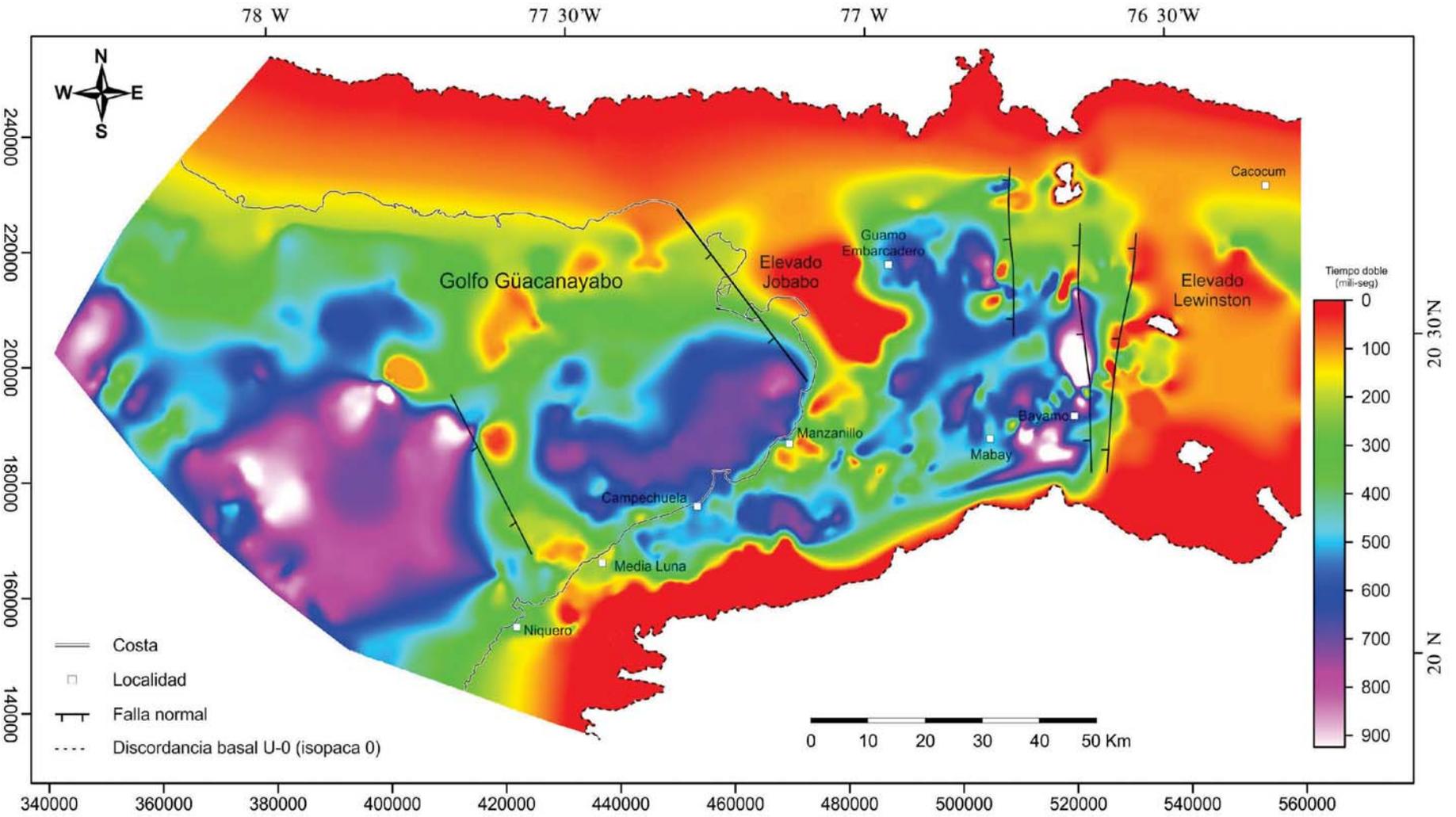


Figura 5.13. Mapa de isopacas en tiempo doble de la secuencia estratigráfica A (Eoceno Medio-Eoceno Superior). Se muestran los depocentros, los elevados estructurales y las fallas principales.

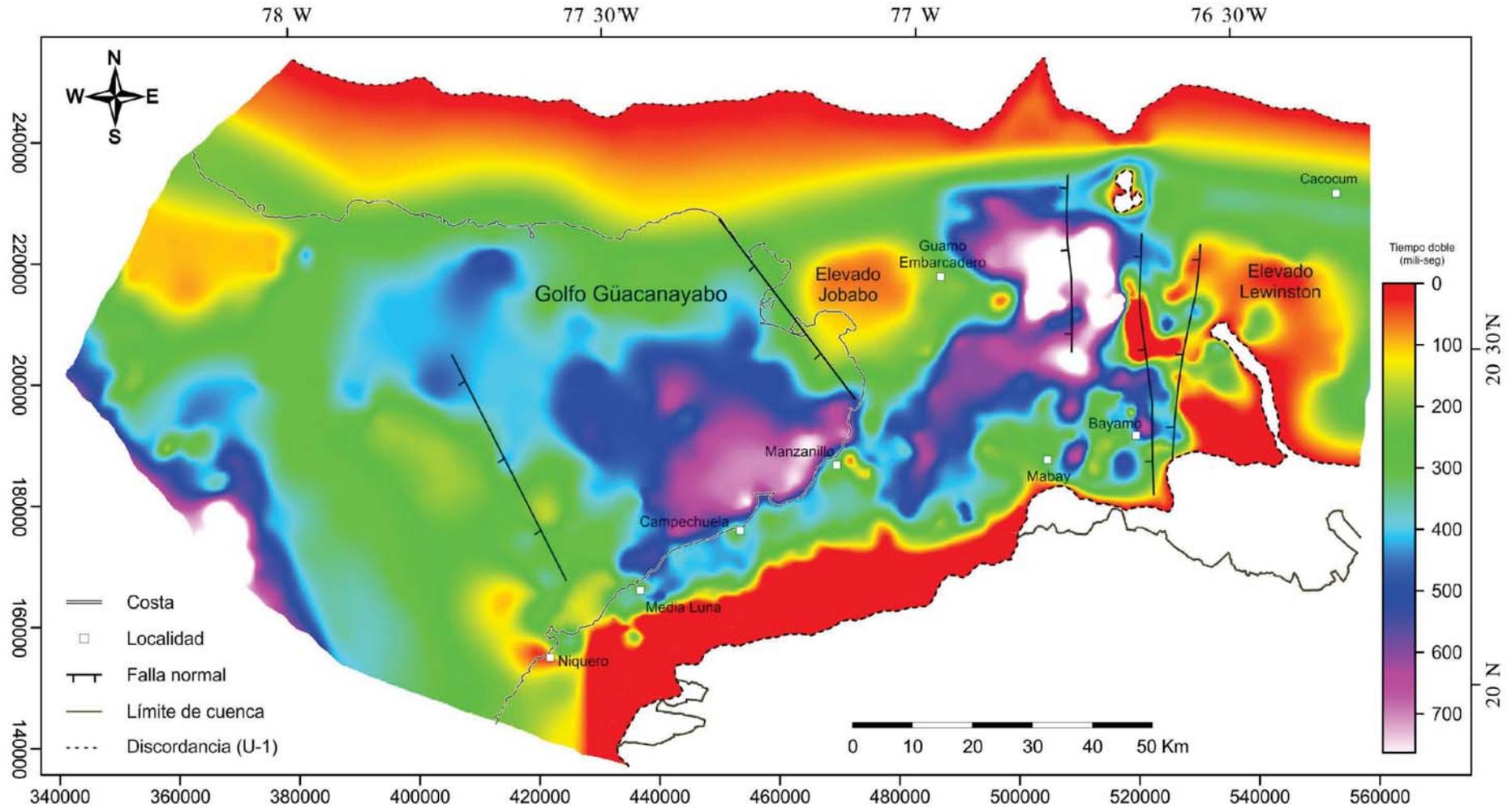


Figura 5.14. Mapa de isopacas en tiempo doble de la secuencia estratigráfica B (Oligoceno Superior-Mioceno Medio). Se muestran los depocentros, los elevados estructurales y las fallas principales.

5.4.4. Secuencia estratigráfica C (Mioceno Medio-Plioceno Inferior)

La secuencia estratigráfica C está limitada en su base por la discontinuidad U-2 y comprende un rango de edad que varía desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Inferior. Esta secuencia está constituida por las formaciones Cabo Cruz y Manzanillo (Figs. 5.1, 5.2, 5.8, 5.9 y 5.10), y en ella predominan los depósitos carbonatados de ambientes marinos someros y transicionales, entre los que ocurren cambios laterales de facies.

La secuencia C se extiende por toda la cuenca (Fig. 5.15) y alcanza los máximos espesores al norte de Bayamo. El depocentro localizado entre Mabay y Guamo Embarcadero tiene forma alargada en dirección NE-SO, se extiende desde Campechuela hasta el elevado Lewinston y registra espesores superiores a los 800 ms (TWT). Espesores superiores a 500 ms (TWT) se localizan en el Golfo de Güacanayabo y cerca de Bayamo. Los menores espesores se registran en el elevado de Lewinston y hacia los límites norte y sur de la cuenca. Los espesores de la secuencia C cortados por los sondeos varían entre los 103 m para el sondeo CAP y los 1173 m en el sondeo EM (Fig. 5.8).

5.4.5. Secuencia estratigráfica D (Plioceno Superior-Holoceno)

La secuencia estratigráfica D está limitada en su base por la discontinuidad U-3 (Figs. 5.11 y 5.12), y abarca el intervalo Plioceno Superior a Holoceno. Está compuesta por las formaciones Río Maya, Dátil, Bayamo, Cauto, Jaimanitas, Villarroja, Río Macío y Jutía, y la unidad informal Marga Demajagua (Figs. 5.1 y 5.2). En la base de la secuencia Plioceno Superior-Holoceno predominan los depósitos carbonatados de ambientes marinos someros, pertenecientes a las formaciones Río Maya y Bayamo, y la unidad Marga Demajagua, aunque también se encuentran depósitos terrígenos continentales. La parte superior está constituida, fundamentalmente, por depósitos terrígenos de ambientes transicionales y continentales correspondientes a las formaciones Cauto, Villarroja, Río Macío y Jutía.

La secuencia D se extiende por gran parte de la cuenca (Fig. 5.16) y alcanza los máximos espesores al norte de Bayamo, sur de Guamo Embarcadero y en el Golfo de Güacanayabo. El depocentro, localizado entre Mabay y Guamo Embarcadero, tiene forma irregular y registra espesores superiores a 350 ms (TWT). El depocentro localizado en el SO del Golfo de Güacanayabo tiene forma alargada en dirección NE-SO y también registra espesores superiores a los 350 ms. Espesores superiores a 200 ms se localizan en el NO del Golfo de Güacanayabo. Los menores espesores se registran en los elevados de Manzanillo y Lewinston, y hacia los límites norte y sur de la cuenca. Los espesores cortados por los sondeos varían entre los 10 m para el sondeo MAC y los 518 m en el sondeo LV (Fig. 5.8 y 1.3 en Anexo 1).

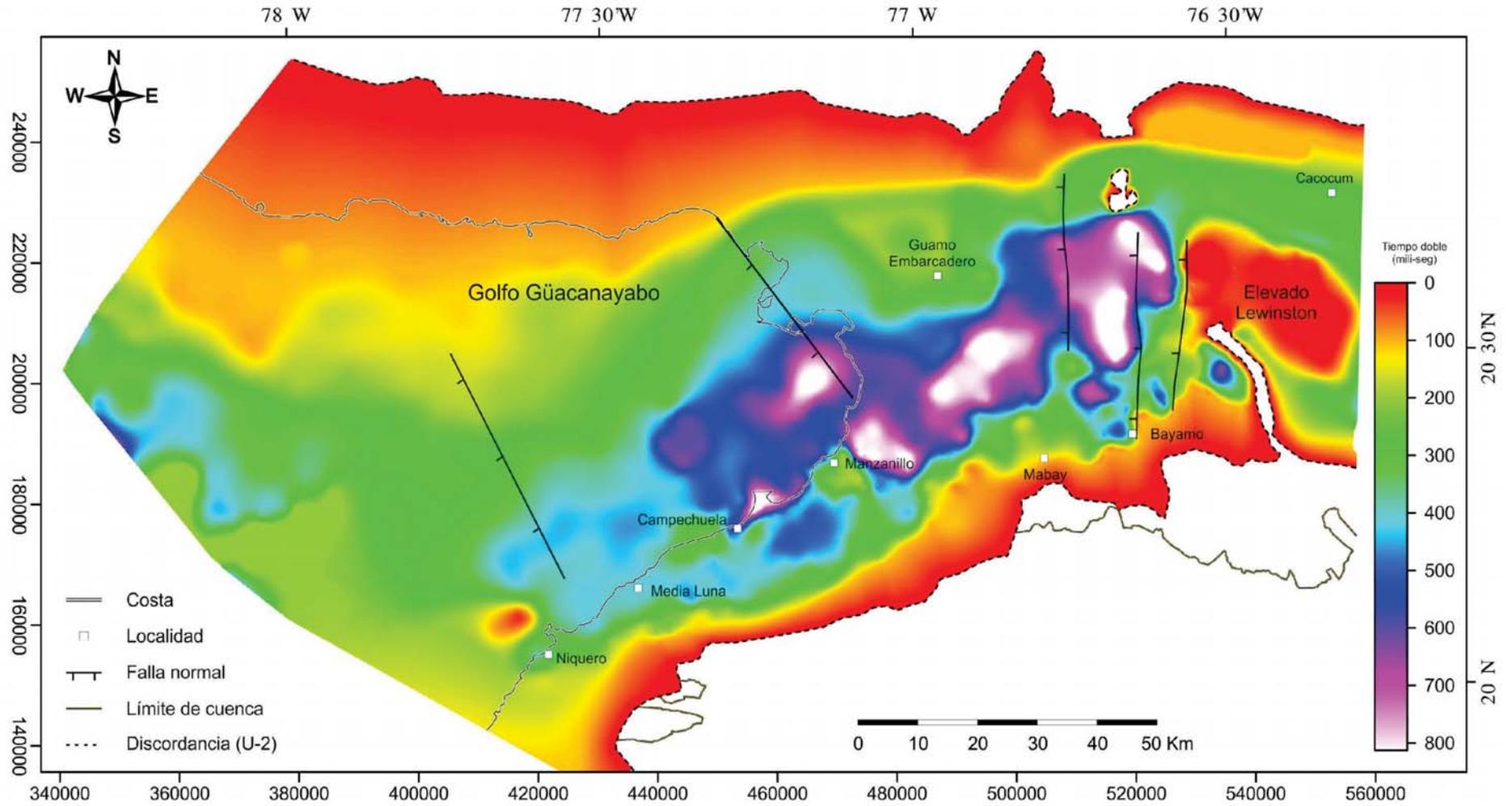


Figura 5.15. Mapa de isopacas en tiempo doble de la secuencia estratigráfica C (Mioceno Medio-Plioceno Inferior). Se muestran los depocentros, los elevados estructurales y las fallas principales.

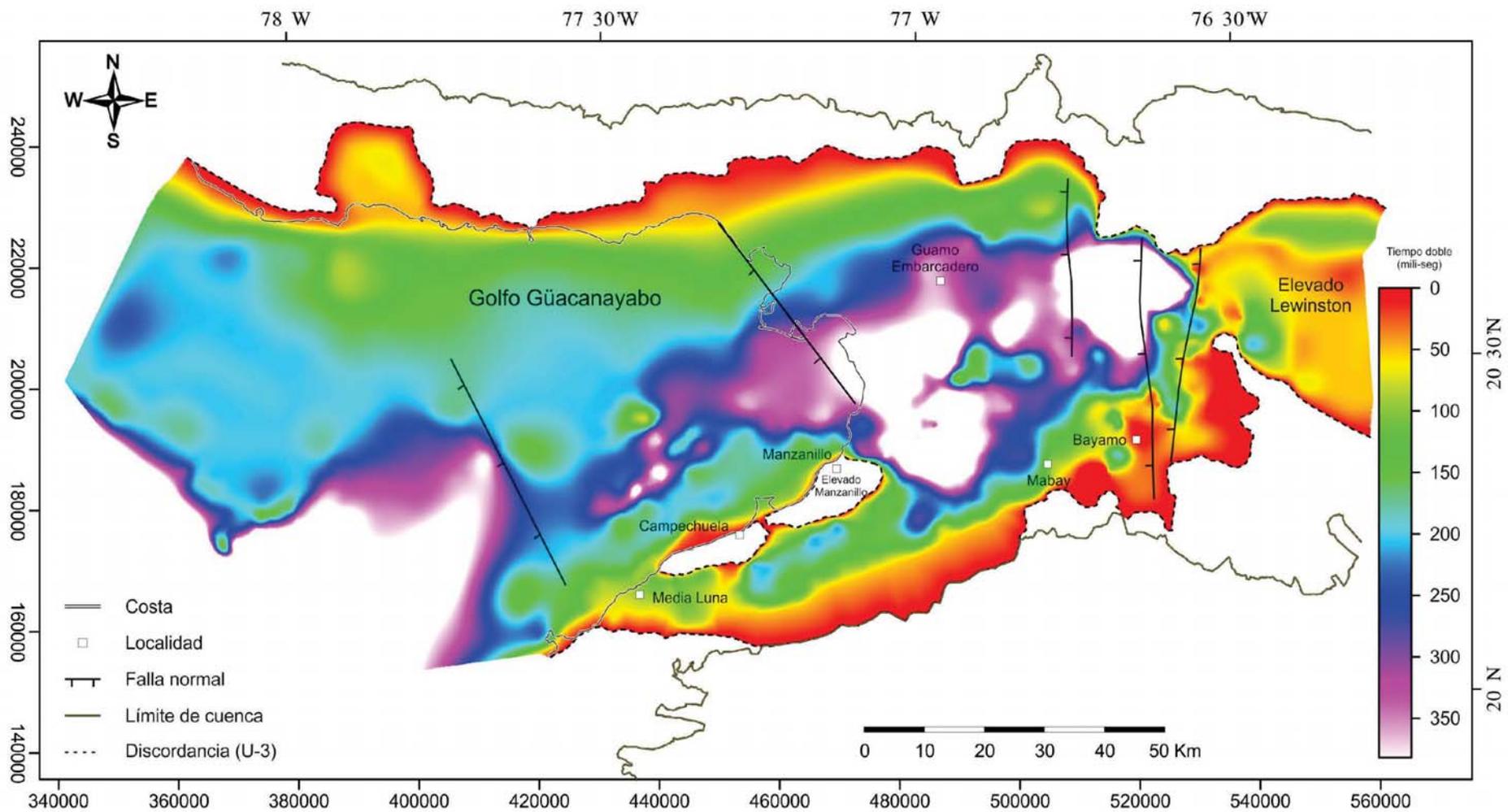


Figura 5.16 Mapa de isopaca de la secuencia estratigráfica Plioceno Superior-Holoceno (D). Se muestran los depocentros, los elevados estructurales y las fallas principales.

5.5. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

Los datos para el análisis geohistórico de la Cuenca Cauto-Güacananayabo se han obtenido de diferentes fuentes. Los espesores, edad y litología provienen de los sondeos. Los datos de porosidad inicial, constantes de compactación y densidad de los sedimentos se han adoptado a partir de los valores estándar propuestos por Gallagher y Lambeck (1989). La paleobatimetría ha sido estimada a partir del análisis de facies. Las variaciones eustáticas del nivel del mar se han estimado a partir de la curva de cambios globales propuesta por Haq et al. (1988).

Para cada sondeo se ha calculado la evolución de la subsidencia total y tectónica, y los valores obtenidos han sido ploteados en el correspondiente gráfico geohistórico.

Sondeo Granma-1

Las curvas de subsidencia del sondeo Granma (Fig. 5.17) muestran la existencia de una fase inicial de fuerte subsidencia correspondiente con la sedimentación de la secuencia A (Fms Charco Redondo y San Luís; 43 a 36 Ma), seguida de una segunda fase con valores menores de subsidencia que se corresponde con la sedimentación de las formaciones Camazán y Paso Real (Secuencia B), Manzanillo (Secuencia C), y Bayamo y Cauto (Secuencia D). Esta tendencia general se ve interrumpida por dos episodios con subsidencia negativa que se asocian a discontinuidades reconocibles a escala de cuenca, y que representan gaps sedimentarios de duración muy diferente: 7.9 Ma el inferior correspondiente a la discontinuidad U-1 (de 36 a 28.4 Ma) y 0.95 Ma el superior, correspondiente con la discontinuidad U-3 (de 4.35 a 3.4 Ma).

Durante el período inicial, cuando tuvo lugar la sedimentación de los carbonatos de la Fm Charco Redondo y las turbiditas suprayacentes de la Fm San Luís, la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, mientras que la subsidencia total fue muy similar, sugiriendo una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca y su consecuente profundización.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.17) también muestra que durante la sedimentación de las formaciones Camazán, Paso Real, Manzanillo, Bayamo y Cauto las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial (especialmente la tectónica). Además se observa que la tasa de subsidencia total fue claramente superior a la de la subsidencia tectónica, sugiriendo un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En el sondeo GR (Fig. 5.17), al igual que en los sondeos CAP y MZ, el límite entre las secuencias B (Fm Paso Real) y C (Fm Manzanillo) correspondiente con la discontinuidad U-2 está representado por una superficie de paraconformidad que representa un gap de corta duración; a diferencia de lo que ocurre en el sondeo BY (Fig. 5.18) y en los sondeos CR, EM, MAC, MD, RJA, SRE, VIC-1, RAB, VIC-2, LV y ORU.

En el gap sedimentario existente entre las secuencias A y B (discontinuidad U-1) las curvas de subsidencia total y tectónicas se disponen paralelas entre sí y con valores negativos en sus tasas de subsidencia; mientras que en el gap existente entre las formaciones Manzanillo y Bayamo (discontinuidad U-3) las curvas de subsidencia total y tectónica se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo.

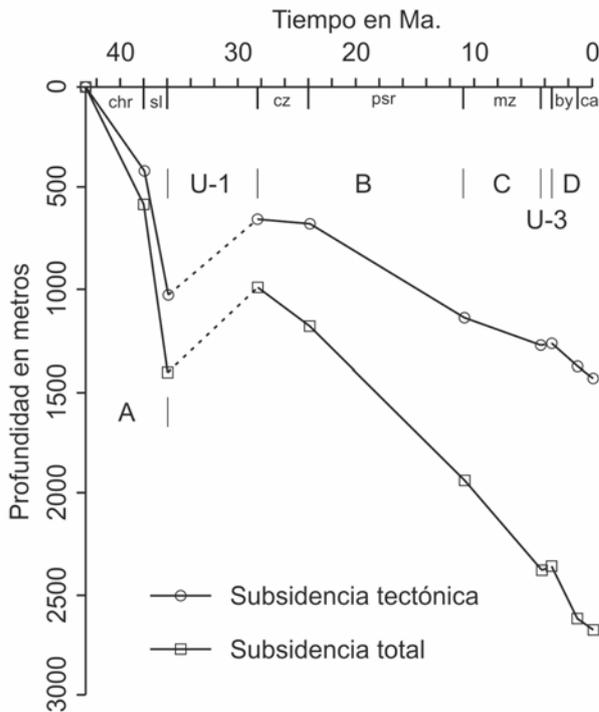


Figura 5.17. Gráfico geohistórico del sondeo Granma-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, cz = Fm Camazán, psr = Fm Paso Real, mz = Fm Manzanillo, by = Fm Bayamo y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1 y U-3.

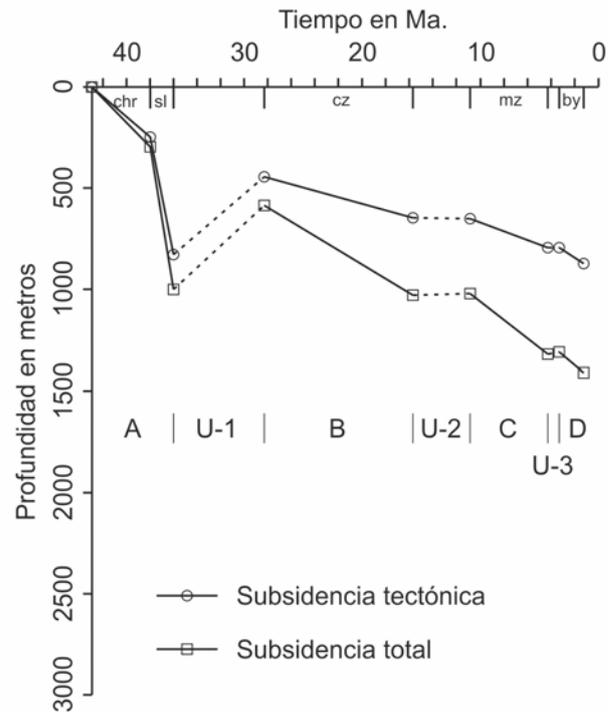


Figura 5.18. Gráfico geohistórico del sondeo Bayamo-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, cz = Fm Camazán, mz = Fm Manzanillo y by = Fm Bayamo. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

Sondeo Bayamo-1

Las curvas de subsidencia del sondeo Bayamo (Fig. 5.18) también muestran la existencia de una fase inicial de fuerte subsidencia correspondiente con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo y San Luís (Secuencia A; 43 a 36 Ma), seguida de una segunda fase con valores menores de subsidencia que se corresponde con la sedimentación de las formaciones Camazán (Secuencia B), Manzanillo (C) y Bayamo (Secuencia D). Esta tendencia general se ve interrumpida por tres episodios con subsidencia negativa a nula que se asocian a las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 7.6 Ma la discontinuidad inferior U-1 (de 36 a 28.4 Ma), 4.8 Ma la discontinuidad intermedia U-2 (de 15.8 a 11 Ma), y 0.95 Ma la discontinuidad superior U-3 (de 4.35 a 3.4 Ma).

Las curvas de subsidencia tectónica y total, en el gap existente entre las secuencias A y B (U-1), muestran valores negativos de las tasas de subsidencia.

Durante el periodo inicial, cuando tuvo lugar la acumulación de los sedimentos carbonatados de la Fm Charco Redondo y las turbiditas de la Fm San Luís que constituyen la secuencia A, la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, siendo el valor de la tasa de subsidencia total muy similar, lo que sugiere una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En el gráfico geohistórico (Fig. 5.18) también se observa como durante la sedimentación de las formaciones Camazán, Manzanillo y Bayamo las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial (especialmente la tectónica). Además se observa que la tasa de subsidencia total fue claramente mayor que la tasa de subsidencia tectónica, sugiriendo un incremento de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En los gaps sedimentarios existentes entre las formaciones Camazán y Manzanillo (U-2, 15.8 a 11 Ma) y Manzanillo y Bayamo (U-3, 4.35 a 3.4) las curvas de subsidencia total y tectónica se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo.

Sondeo Campechuela-1

El sondeo Campechuela solo corta las formaciones Sevilla Arriba, Paso Real y Manzanillo, por lo que las curvas de subsidencia obtenidas para este sondeo (Fig. 5.19) solo aportan información sobre la evolución de las secuencias B y C. De manera similar a lo que se observaba en los sondeos anteriores, la evolución de la subsidencia durante la sedimentación de estas secuencias muestra claras diferencias entre los valores de la tasa de subsidencia tectónica y la total. La subsidencia tectónica se incrementa en el paso de la Fm Sevilla Arriba a la Fm Paso Real, que es cuando adquiere su máximo valor, para después decrecer fuertemente durante la sedimentación de la Fm. Manzanillo. La comparación entre las curvas de subsidencia tectónica y total sugiere que la tasa de aporte sedimentario fue decreciendo con el tiempo, adquiriendo su valor mínimo durante la sedimentación de la Fm Manzanillo.

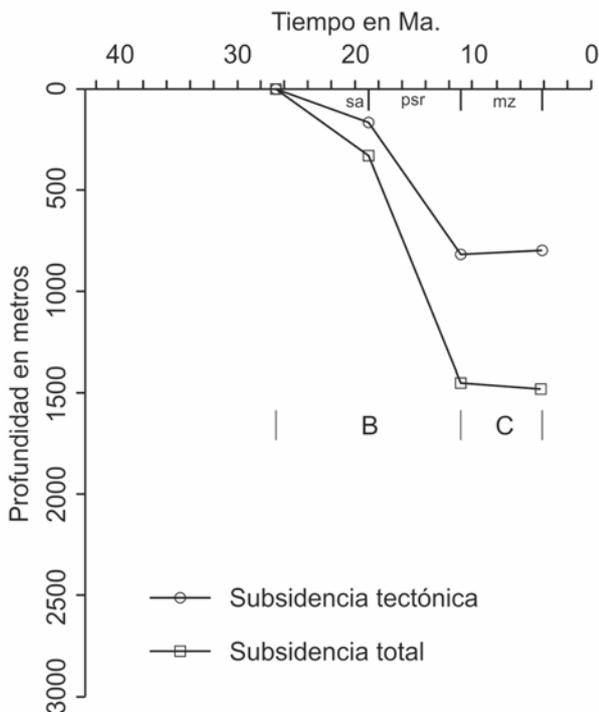


Figura 5.19. Gráfico geohistórico del sondeo Campechuela-1. Clave de las formaciones: sa = Fm Sevilla Arriba, psr = Fm Paso Real y mz = Fm Manzanillo. Muestra las secuencias B y C.

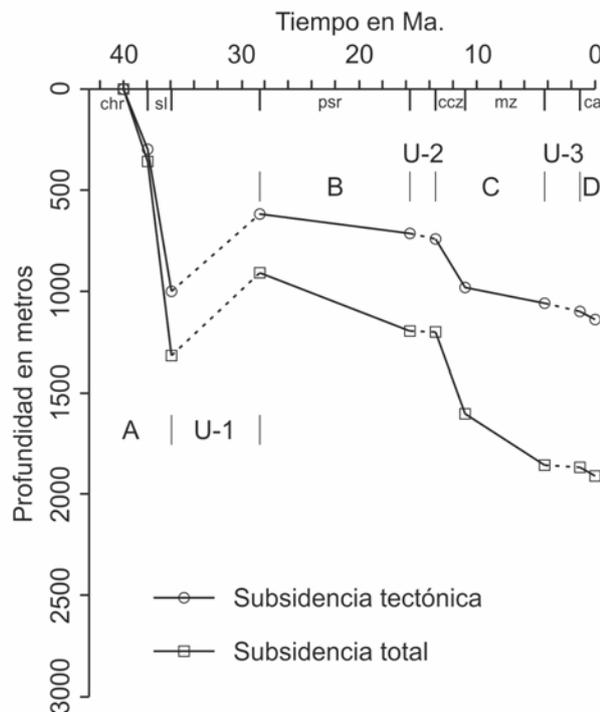


Figura 5.20. Gráfico geohistórico del sondeo Creciente-1X. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, psr = Fm Paso Real, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

El límite entre las formaciones Paso Real y Manzanillo, que se corresponde con la discontinuidad U-2 o límite entre secuencias B y C, coincide en este caso con una reducción brusca en el valor de las tasas de subsidencia tectónica y de aporte sedimentario a la cuenca.

Sondeo Creciente-IX

Las curvas de subsidencia del sondeo Creciente (Fig. 5.20) muestran la existencia de dos fases de fuerte subsidencia correspondientes con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo y San Luís (secuencia A, 40 a 36 Ma) y Cabo Cruz (parte basal de la Secuencia C, 13.5 a 11 Ma), seguidas respectivamente por dos fases de menores valores de sus tasas de subsidencia, correspondientes con la sedimentación de las formaciones Paso Real (secuencia B, 28.4 a 15.8 Ma), y Manzanillo (secuencia C) y Cauto (secuencia D, 11 a 0.01 Ma). Estas fases se ven interrumpidas por tres episodios con subsidencia negativa a nula que se asocian a las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 7.6 Ma el basal (de 36 a 28.4 Ma) correspondiente a la superficie U-1; 2.3 Ma el intermedio (de 15.8 a 13.5 Ma) que se corresponde con la discontinuidad U-2, y 3.05 Ma el superior (de 4.35 a 1.3 Ma) correspondiente a la superficie U-3.

Durante la fase inicial, cuando tuvo lugar la sedimentación de las formaciones Charco Redondo y San Luís, la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, mientras que la subsidencia total fue muy similar, sugiriendo una baja tasa de aporte sedimentario a la misma, lo que condicionó la tendencia profundizante que se observa en las facies sedimentarias.

El gap existente entre las formaciones San Luís y Paso Real, correspondiente con la discontinuidad U-1, representa un período de tiempo de 7.6 Ma y las curvas de subsidencia tectónica y total muestran valores negativos de sus tasas.

Durante la sedimentación de la secuencia B, constituida en este punto por la Fm Paso Real, tanto las tasas de subsidencia total como la tectónica fueron inferiores a las del período inicial, pero la comparación entre ambas curvas sugiere un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En los gaps sedimentarios existentes entre las formaciones Paso Real y Cabo Cruz (U-2, 15.8 a 13.5 Ma), y entre Manzanillo y Cauto (U-3, 4.35 a 1.3 Ma) las curvas de subsidencia total y tectónica se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo.

Durante la sedimentación de la Fm Cabo Cruz (parte inferior de la secuencia C) la cuenca sufrió un fuerte incremento en el valor de la tasa de subsidencia tectónica, mientras que durante la sedimentación de la Fm Manzanillo las tasas de subsidencia total y tectónica tienden a atenuarse. La comparación entre ambas curvas apunta a una tendencia hacia un incremento en la tasa de aporte sedimentario durante la sedimentación de la secuencia C.

Sondeo Embarcadero-1

El gráfico geohistórico correspondiente al sondeo Embarcadero (Fig. 5.21) muestra la existencia de dos períodos de fuerte subsidencia correspondientes con la sedimentación de las

secuencias A (Fms Charco Redondo y San Luís; 43 a 36 Ma) y C (Fm Manzanillo; 11 a 4.35 Ma), y dos períodos de valores menores de la tasa de subsidencia correspondientes con la sedimentación de las secuencias B (Fm Camazán; 28.4 a 15.8 Ma), y D (Fms Bayamo y Cauto; 3.4 a 0.01 Ma). Estos períodos se ven interrumpidos por tres episodios con subsidencia negativa a nula que se asocian a las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, reconocibles a escala de cuenca, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 7.6 Ma (de 36 a 28.4 Ma) para la discontinuidad U-1, 4.8 Ma (de 15.8 a 11 Ma) para la discontinuidad U-2 y 0.95 Ma para la discontinuidad U-3 (de 4.35 a 3.4 Ma).

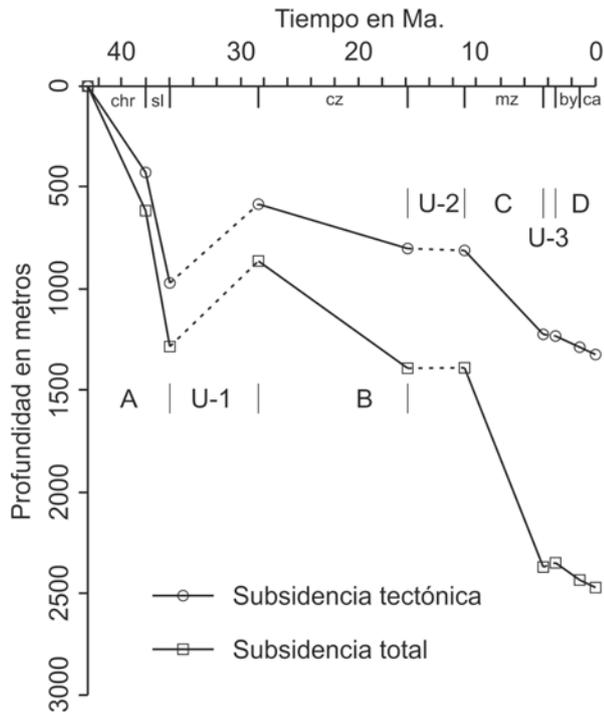


Figura 5.21. Gráfico geohistórico del sondeo Embarcadero-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, cz = Fm Camazán, mz = Fm Manzanillo, by = Fm Bayamo y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

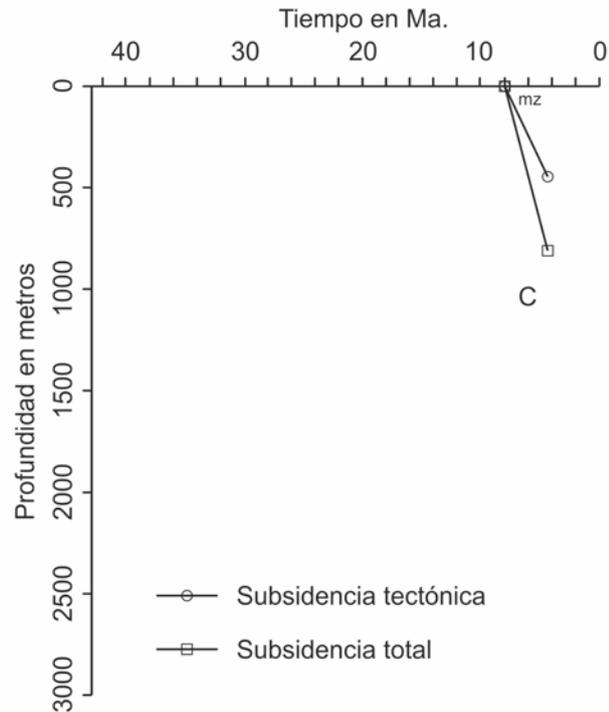


Figura 5.22. Gráfico geohistórico del sondeo Pitajaya-1. Clave de las formaciones: mz = Fm Manzanillo. Muestra la secuencia C.

Durante el período inicial, caracterizado por una fuerte subsidencia tectónica y una baja de tasa de aporte sedimentario a la cuenca, fue cuando tuvo lugar la sedimentación de los carbonatos de la Fm Charco Redondo y las turbiditas de la Fm San Luís, constituyendo la secuencia A de carácter profundizante.

Al igual que en los sondeos anteriores, el gap existente entre las formaciones San Luís y Camazán (U-1), se corresponde con un episodio con valores fuertemente negativos de la subsidencia.

Durante la sedimentación de la secuencia B (Fm Camazán) las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial, pero el hecho de que la tasa de subsidencia

total resulte claramente superior a la de la subsidencia tectónica, sugiere que se produjo un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En los gaps sedimentarios existentes entre las secuencias B (Fm Camazán) y C (Fm Manzanillo) y entre ésta última y la secuencia D (Fm Bayamo) las curvas de subsidencia total y tectónica se disponen con un valor prácticamente nulo o ligeramente negativo.

Durante la sedimentación de la secuencia C (Fm Manzanillo) se produjo un incremento en las tasas de subsidencia tectónica y total respecto al período anterior. Durante este período, la tasa de subsidencia total fue claramente superior a la de la subsidencia tectónica, sugiriendo que la tasa de aporte sedimentario a la cuenca continuaba siendo significativa.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.21) también muestra como durante la sedimentación de la secuencia D (Fms Bayamo y Cauto) las tasas de subsidencia tectónica y total se atenuaron, adquiriendo valores inferiores a las del período anterior.

Sondeo Pitajaya-1

El sondeo Pitajaya (Fig. 5.22) solo corta la secuencia C, representada en este punto por la Fm manzanillo, y muestra la existencia de un período de fuerte subsidencia. Durante este período la tasa de subsidencia total fue superior a la tasa de subsidencia tectónica, sugiriendo un aporte sedimentario significativo a la cuenca.

Sondeo Macaca-1

Las curvas de subsidencia del sondeo Macaca (Fig. 5.23) muestran una evolución caracterizada por la existencia de una fase inicial con períodos de fuerte tasa de subsidencia, correspondientes con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo, Sevilla Arriba y Cabo Cruz (43 a 11 Ma), seguida de una segunda fase con períodos de menores valores de su tasa de subsidencia, que se corresponden con la sedimentación de las formaciones Manzanillo y Cauto (11 a 0,01 Ma). Esta tendencia general se ve interrumpida por tres episodios con subsidencia ligeramente negativa a nula que se corresponden con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: La superficie U-1 implica un gap de 9.6 Ma (de 38 a 28.4 Ma); la superficie U-2 de 5.3 Ma (de 18.8 a 13.5 Ma), y la superficie U-3 de 4.05 Ma (de 5.35 a 1.3 Ma).

Durante la sedimentación de la secuencia A, caracterizada en este punto por la Fm Charco Redondo, la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, y la subsidencia total presenta valores ligeramente superiores a ésta, sugiriendo una baja tasa de aporte sedimentario

Durante el período de tiempo representado por la superficie U-1; es decir, el gap existente entre las secuencias A y B, que representa un período de tiempo de los 38 a 28.4 Ma, las curvas de la subsidencia se disponen prácticamente paralelas al eje tiempo, con un ligero valor positivo la subsidencia tectónica y un ligero valor negativo la total.

Durante la sedimentación de las formaciones Sevilla Arriba y Cabo Cruz la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia total. Sin embargo, la relación entre las curvas de

subsistencia total y tectónica sigue diferentes patrones; durante la sedimentación de la Fm Sevilla Arriba (secuencia B) la tasa de subsistencia total fue claramente superior a la de la subsistencia tectónica, sugiriendo una elevada tasa de aporte sedimentario a la cuenca, mientras que durante la sedimentación de la Fm Cabo Cruz (parte basal de la secuencia C), la tasa de subsistencia total y tectónica fueron muy similares, sugiriendo que el aporte sedimentario a la cuenca sufrió un decremento brusco durante los estadios iniciales de la sedimentación de esta secuencia C.

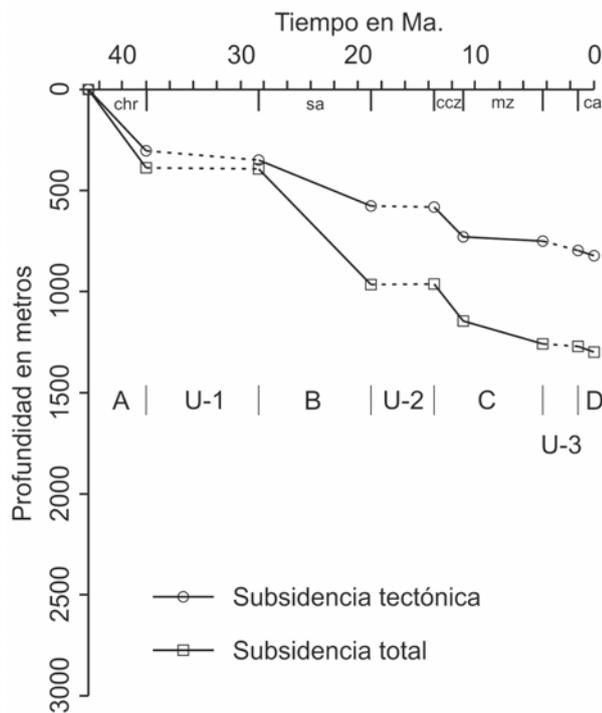


Figura 5.23. Gráfico geohistórico del sondeo Macaca-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sa = Fm Sevilla Arriba, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

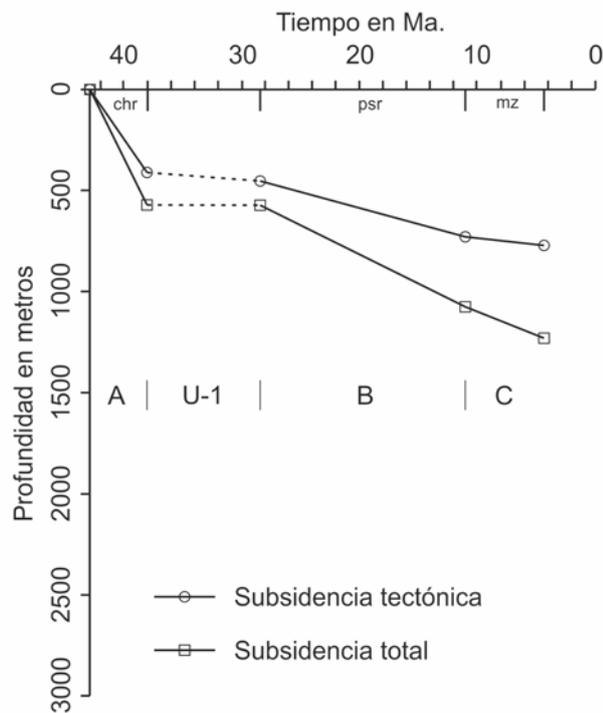


Figura 5.24. Gráfico geohistórico del sondeo Manzanillo-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, psr = Fm Paso Real y mz = Fm Manzanillo. Muestra las secuencias A, B y C, y la discontinuidad U-1.

En los gaps sedimentarios existentes entre las formaciones Sevilla Arriba y Cabo Cruz (U-2; 18.8 a 13.5 Ma), y Manzanillo y Cauto (U-3; 4.35 a 1.3 Ma) las curvas de subsistencia total y tectónica se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.23) también muestra que durante la sedimentación de las formaciones Manzanillo y Cauto los valores de las tasas de subsistencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial. Además se observa que la tasa de subsistencia total fue superior a la de la subsistencia tectónica, sugiriendo un ligero incremento de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

Sondeo Manzanillo-1

En el sondeo Manzanillo (Fig. 5.24) las curvas de subsidencia están caracterizadas por un período de fuerte subsidencia correspondiente con la sedimentación de la secuencia A (Fm Charco Redondo, 43 a 38 Ma), y un período con menores valores de subsidencia que se corresponde con la sedimentación de las formaciones Paso Real (secuencia B) y Manzanillo (secuencia C). Estos períodos se ven interrumpidos por un episodio con subsidencia nula a ligeramente positiva que se corresponde con la discontinuidad U-1, y que representa un gap sedimentario de 9.6 Ma (de 38 a 28.4 Ma).

Durante la sedimentación de los carbonatos de la Fm Charco Redondo la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, siendo el valor de la tasa de subsidencia total muy similar, lo que sugiere una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En el gap existente entre las formaciones Charco Redondo y Paso Real (discontinuidad U-1, 38 a 28.4 Ma) la curva de subsidencia total se dispone paralela al eje del tiempo, mientras que la subsidencia tectónica presenta valores ligeramente positivos.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.24) también muestra que durante la sedimentación de las formaciones Paso Real y Manzanillo los valores de las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial (especialmente la tectónica). La comparación entre las curvas de subsidencia muestra que la subsidencia total mantiene una ligera tendencia al incremento; mientras que la tasa de subsidencia tectónica se atenúa durante la sedimentación de la secuencia C, sugiriendo un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

Sondeo Media Luna-1

Las curvas de subsidencia del sondeo Media Luna (Fig. 5.25) muestran la existencia de una fase inicial de fuerte subsidencia correspondiente con la sedimentación de las formaciones Sevilla Arriba (secuencia B) y Cabo Cruz (parte basal de la secuencia C), seguida de una segunda fase con valores menores de subsidencia que se corresponde con la sedimentación de las formaciones Manzanillo (parte superior de la secuencia C) y Cauto (secuencia D, 11 a 0.01 Ma). Esta tendencia general se ve interrumpida por dos episodios con subsidencia nula a ligeramente positiva que se corresponden con las discontinuidades U-2 y U-3, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 5,3 Ma para la discontinuidad inferior U-2 (de 18.8 a 13.5 Ma) y 3.05 Ma para la discontinuidad superior U-3 (de 4.35 a 1.3 Ma).

Durante el período inicial, cuando tuvo lugar la sedimentación de los carbonatos de la Fm Sevilla Arriba, la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, siendo el valor de la tasa de subsidencia total claramente superior a la tasa de subsidencia tectónica, lo que sugiere un incremento de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En los gaps sedimentarios existentes entre las formaciones Sevilla Arriba y Cabo Cruz (discontinuidad U-2, 18.8 a 13.5 Ma), y Manzanillo y Cauto (discontinuidad U-3, 4.35 a 1.3 Ma) las curvas de subsidencia total y tectónica se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo.

Durante la sedimentación de la Fm Cabo Cruz la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, mientras que los valores de la tasa de subsidencia total fueron similares, sugiriendo una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca. Durante la sedimentación de la Fm Manzanillo los valores de las tasas de subsidencia tectónica y total fueron claramente inferiores a los del período anterior, sin embargo si comparamos estas curvas observamos que la tasa de subsidencia total fue superior a la tasa de subsidencia tectónica, sugiriendo un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca. La sedimentación de la secuencia C estuvo caracterizada por un cambio significativo en la subsidencia de la cuenca. Durante la sedimentación de la parte basal (Fm Cabo Cruz) ocurrió una fuerte subsidencia tectónica y baja tasa de aporte sedimentario; mientras que hacia la parte superior (Fm Manzanillo) la subsidencia tectónica se atenuó considerablemente y aumentó la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.25) también muestra que durante la sedimentación de la secuencia D (Fm Cauto) las tasas de subsidencia tectónica y total son similares y decrecieron respecto al período inicial.

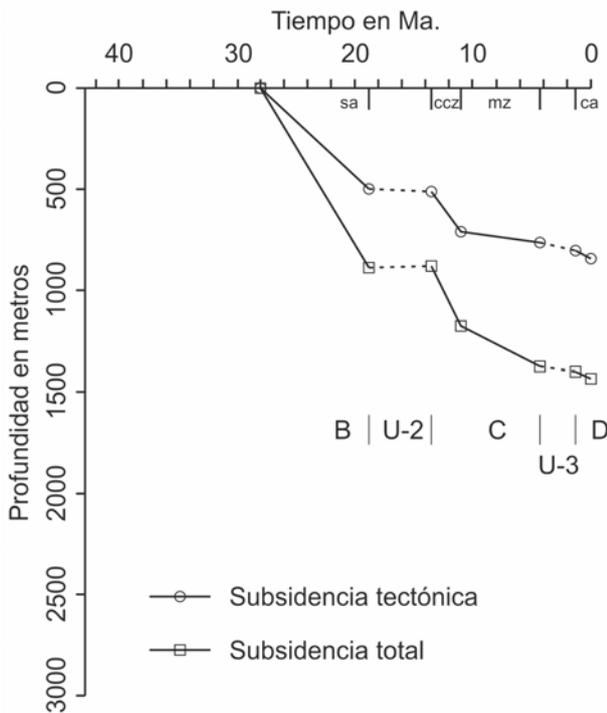


Figura 5.25. Gráfico geohistórico del sondeo Media Luna-1. Clave de las formaciones: sa = Fm Sevilla Arriba, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias B, C y D, y las discontinuidades U-2 y U-3.

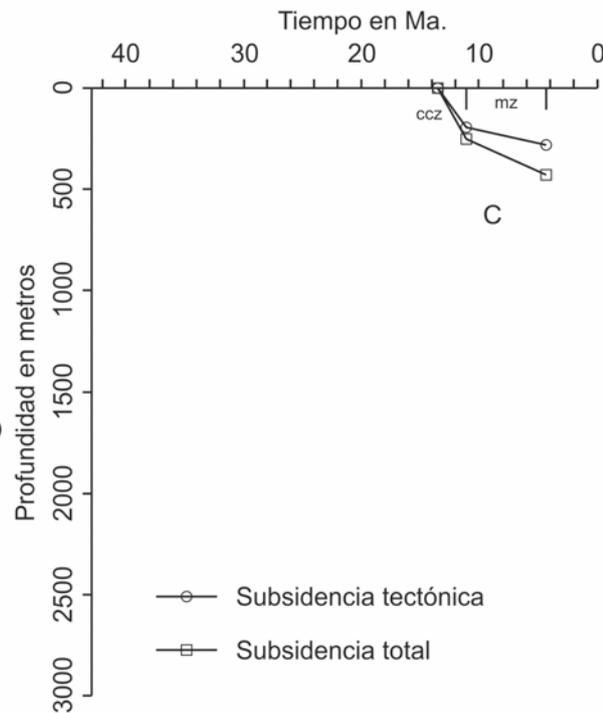


Figura 5.26. Gráfico geohistórico del sondeo Niquero-1. Clave de las formaciones: ccz = Fm Cabo Cruz y mz = Fm Manzanillo. Muestra la secuencia C.

Sondeo Niquero-1

El sondeo Niquero corta únicamente las formaciones Cabo Cruz y Manzanillo en este punto, por lo que las curvas de subsidencia obtenidas para este sondeo (Fig. 5.26) solo aportan

información sobre la evolución de la secuencia C. La evolución de la subsidencia durante la sedimentación de esta secuencia muestra diferencias entre los valores de la tasa de subsidencia tectónica y total. La subsidencia tectónica alcanza su máximo valor durante la sedimentación de la Fm Cabo Cruz y decrece fuertemente durante la sedimentación de la Fm Manzanillo. La comparación de las curvas de subsidencia tectónica y total sugiere que la tasa de aporte sedimentario fue aumentando, alcanzando su máximo valor durante la sedimentación de la Fm Manzanillo.

Sondeo Río Tana-1

El gráfico geohistórico correspondiente al sondeo Río Tana (Fig. 5.27) muestra la existencia de una fase inicial de fuerte subsidencia correspondiente con la sedimentación de la Fm San Luís (secuencia A, 38 a 36 Ma), seguida de una segunda fase de valores menores de subsidencia correspondiente con la sedimentación de las formaciones Sevilla Arriba y Camazán (secuencia B), Manzanillo (secuencia C), y Dátil y Cauto (secuencia D). Esta tendencia general se ve interrumpida por tres episodios con subsidencia negativa a nula que se corresponden con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3 reconocibles a escala de cuenca, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 7.6 Ma la discontinuidad inferior U-1 (de 36 a 28.4 Ma), 7.8 Ma la discontinuidad intermedia (de 18.8 a 11 Ma) y 0.95 Ma la discontinuidad superior U-3 (de 4.35 a 3.4 Ma).

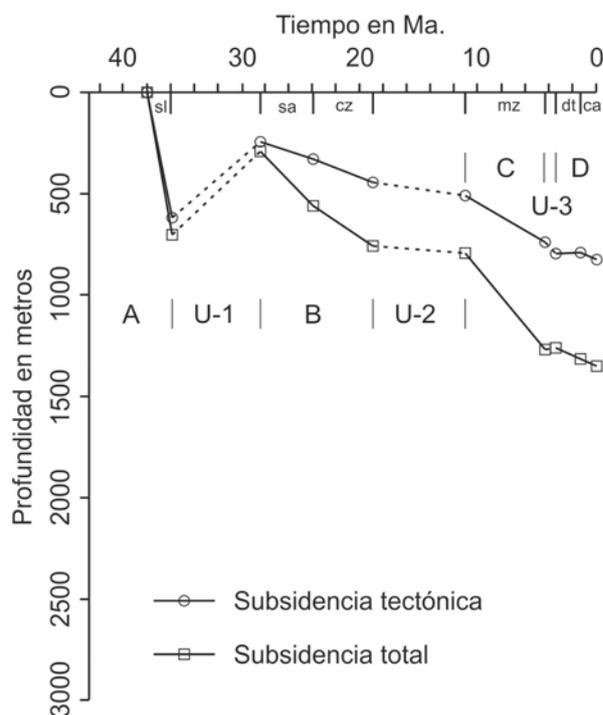


Figura 5.27. Gráfico geohistórico del sondeo Río Tana-1. Clave de las formaciones: sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, cz = Fm Camazán, mz = Fm Manzanillo, dt = Fm Dátil y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

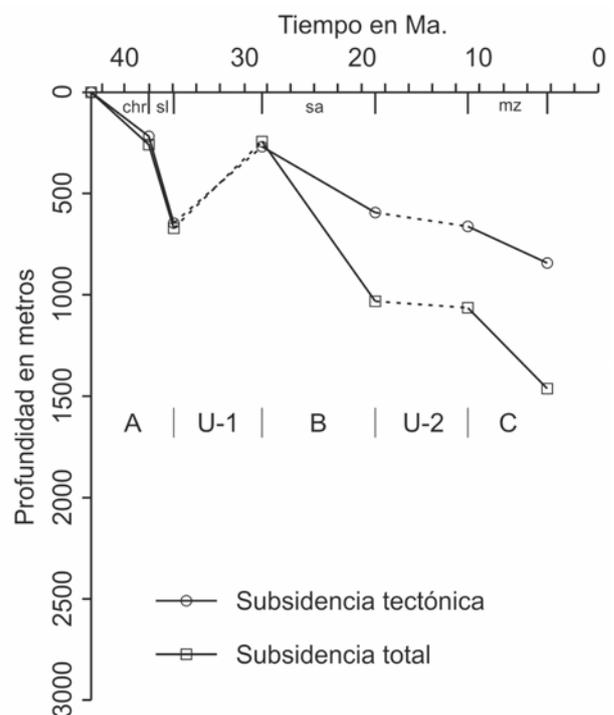


Figura 5.28. Gráfico geohistórico del sondeo Santa Regina-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba y mz = Fm Manzanillo. Muestra las secuencias A, B y C, y las discontinuidades U-1 y U-2.

Durante la sedimentación de la secuencia A, constituida en este punto por las turbiditas de la Fm San Luís, la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica y valores similares de la tasa de subsidencia total, sugiriendo la profundización de la cuenca.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.27) también muestra que durante la sedimentación de las secuencias B, C y D las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial y con una ligera tendencia a la atenuación (especialmente la tectónica). Comparando las ambas curvas se observan valores de las tasas de subsidencia claramente diferenciados entre ellas, lo que sugiere un incremento considerable de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

Las curvas de subsidencia tectónica y total, en el gap existente entre (U-1), muestran valores fuertemente negativos; mientras que los

En el gap existente entre las secuencias A y B, correspondiente con la discontinuidad U-1, las curvas de subsidencia tectónica y total muestran valores fuertemente negativos; mientras que los gaps existentes entre las secuencias B y C (discontinuidad U-2, 18.8 a 11 Ma), y C y D (discontinuidad U-3, 4.35 a 3.4 Ma) presentan valores nulos o ligeramente positivos.

Sondeo Santa Regina-1

El gráfico geohistórico correspondiente al sondeo Santa Regina (Fig. 5.28) muestra la existencia de un período de fuerte subsidencia correspondiente con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo y San Luís (secuencia A) y dos períodos de valores menores de subsidencia correspondientes con la sedimentación de las formaciones Sevilla Arriba (secuencia B) y Manzanillo (secuencia C). Estos períodos se ven interrumpidos por dos episodios con subsidencia negativa a nula que se corresponden con las discontinuidades U-1 y U-2, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 7.6 Ma el inferior correspondiente con la superficie U-1 (de 36 a 28.4 Ma) y 7.8 Ma el superior correspondiente con la superficie U-2 (de 18.8 a 11 Ma).

Durante la sedimentación de la secuencia A ocurrió una fuerte subsidencia tectónica y una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca, lo que sugiere la profundización de la misma.

El gap existente entre las formaciones San Luís y Sevilla Arriba (U-1) abarca un período de tiempo de 7.6 Ma y se corresponde con un episodio con valores fuertemente negativos de la subsidencia tectónica y total.

La evolución de las curvas de subsidencia del gráfico geohistórico (Fig. 5.28) también muestra que durante la sedimentación de las secuencias B (Fm Sevilla Arriba) y C (Fm Manzanillo) las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial (especialmente la tectónica); pero con valores de subsidencia diferentes entre sí, siendo la tasa de subsidencia total claramente superior a la de la subsidencia tectónica, lo que sugiere un incremento considerable en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En el gap sedimentario existente entre las formaciones Sevilla Arriba y Manzanillo, correspondiente a la discontinuidad U-2 (18.8 a 11 Ma), las curvas de subsidencia total y tectónica presentan valores de sus tasas prácticamente nulos a ligeramente positivo.

Sondeo Vicana-1

Las curvas de subsidencia del sondeo Vicana-1 (Fig. 5.29) muestran una evolución caracterizada por la existencia de dos fases de fuertes tasas de subsidencia, correspondientes con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo (secuencia A; 43 a 38 Ma) y Cabo Cruz (parte inferior de la secuencia C; 13.5 a 11 Ma), seguidas de dos fases de menores valores de las tasas de subsidencia, que se corresponden con la sedimentación de las formaciones Sevilla Arriba (secuencia B; 28.4 a 18.8), Manzanillo (parte superior de la secuencia C) y Cauto (secuencia D). Esta tendencia general se ve interrumpida por tres episodios con subsidencia nula que se corresponden con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: la superficie U-1 implica un gap de 9.6 Ma (de 38 a 28.4 Ma), la superficie U-2 de 5.3 Ma (de 18.8 a 13.5 Ma) y la superficie U-3 de 3.05 Ma (de 4.35 a 1.3 Ma).

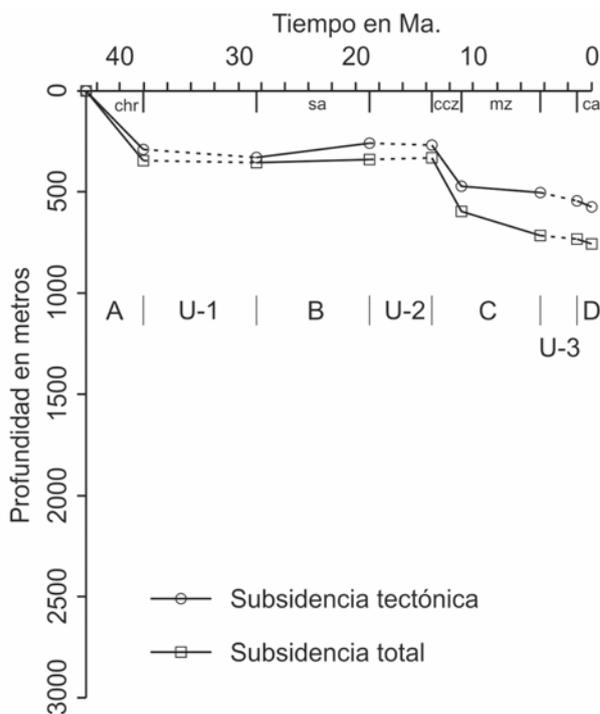


Figura 5.29. Gráfico geohistórico del sondeo Vicana-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sa = Fm Sevilla Arriba, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

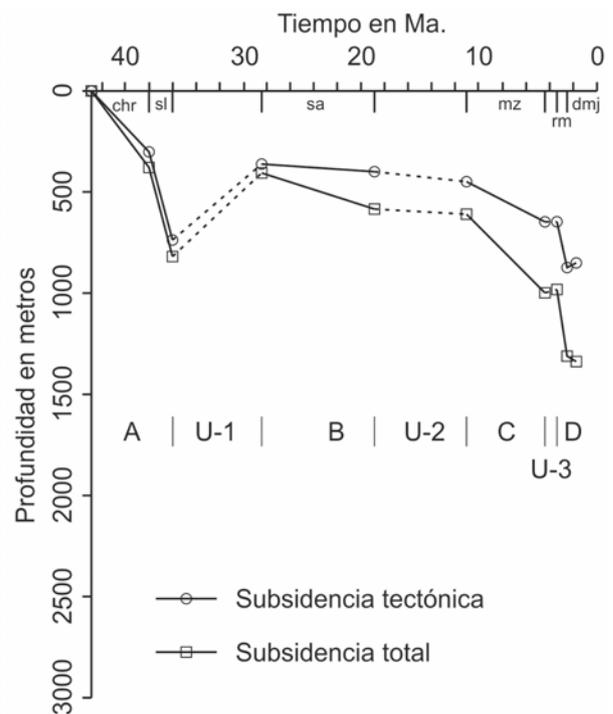


Figura 5.30. Gráfico geohistórico del sondeo Rabihorcado-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, mz = Fm Manzanillo y rm = Fm Río Maya, y dmj = unidad informal Marga Demajagua. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

En la cuenca, durante la sedimentación de la secuencia A, ocurrió una fuerte subsidencia tectónica, con valores similares de las tasas de subsidencia total, sugiriendo una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca y la profundización de la misma.

Entre los 38 y los 28.4 Ma (U-1), período de tiempo correspondiente al gap existente entre las secuencias A y B, las curvas de subsidencia total y tectónica presentan valores nulos a ligeramente positivos.

Durante la sedimentación de la secuencia B, representada en este punto por la Fm Sevilla Arriba, las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores y muy diferentes a las del período inicial. La tasa de subsidencia tectónica muestra valores negativos, mientras que la tasa de subsidencia total es prácticamente nula, sugiriendo compresión y un aporte sedimentario mínimo a la cuenca.

En los gaps sedimentarios existentes entre las secuencias B (Fm Sevilla Arriba) y C (Fms Cabo Cruz y Manzanillo) y entre ésta última y la secuencia D (Fm Cauto) las curvas de subsidencia total y tectónica presentan valores de sus tasas prácticamente nulo.

Durante la sedimentación de la secuencia C las tasas de subsidencia varían bruscamente. La parte basal de la secuencia C (Fm Cabo Cruz) se caracteriza por una fuerte subsidencia tectónica y bajas tasas de aporte sedimentario, mientras que durante la sedimentación de la Fm Manzanillo (parte superior de la secuencia C) disminuye considerablemente las tasas de subsidencia y aumentan los valores de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.29) también muestra como durante la sedimentación de la secuencia D las tasas de subsidencia tectónica y total se atenuaron, adquiriendo valores mínimos.

Sondeo Rabihorcado-1

El gráfico geohistórico correspondiente al sondeo Rabihorcado (Fig. 5.30) muestra la existencia de dos períodos de fuerte subsidencia correspondientes con la sedimentación de las secuencias A (Fms Charco Redondo y San Luís; 43 a 36 Ma), secuencia C (Fm Manzanillo) y secuencia D (Fm Río Maya), y dos períodos con valores menores de subsidencia que se corresponden con la sedimentación de la Fm Sevilla Arriba (secuencia B) y la unidad informal Marga Demajagua (secuencia D). Estos períodos se ven interrumpidas por tres episodios de subsidencia negativa a nula que se asocian con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 7.6 Ma (de 36 a 28.4 Ma) para la discontinuidad U-1, 7.8 Ma (de 18.8 a 11 Ma) para la discontinuidad U-2 y 0.95 Ma (de 4.35 a 3.4 Ma) para la discontinuidad U-3.

Durante el período inicial, caracterizado por una fuerte subsidencia tectónica y una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca, fue cuando tuvo lugar la sedimentación de los carbonatos de la Fm Charco Redondo y las turbiditas de la Fm San Luís, que constituyen la secuencia A de carácter profundizante.

El gap existente entre las secuencias A y B, que representa la discontinuidad U-1, se corresponde con un episodio de valores fuertemente negativos de la subsidencia.

Durante la sedimentación de la secuencia B, representada en este punto por la Fm Sevilla Arriba, las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período inicial, especialmente la tectónica. Los valores de las tasas de subsidencia son diferentes lo que sugiere un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

Los gaps existentes entre las secuencias B y C correspondiente a la discontinuidad U-2, que representan un período de tiempo de los 18.8 a los 11 Ma, y entre las secuencias C y D correspondiente con la discontinuidad U-3, que representa un período de tiempo de los 4.35 a 3.4 Ma; las curvas de subsidencia tectónica y total presentan valores de sus tasas nulos a ligeramente positivos.

Durante la sedimentación de las secuencias C y D las curvas de subsidencia muestran valores de las tasas de subsidencia mayores que las del período anterior, y un fuerte incremento en sus tasas de subsidencia. Durante la sedimentación de la Fm Manzanillo las curvas de subsidencia muestran valores claramente diferentes, sugiriendo un incremento en las tasas de aporte sedimentario a la cuenca; mientras que durante la sedimentación de la Fm Río Maya los valores de las tasas de subsidencia tectónica y total son similares e indican bajas tasas de aporte sedimentario.

Sondeo Vicana-2

Las curvas de subsidencia del sondeo Vicana-2 (Fig. 5.31) muestran una evolución caracterizada por la existencia de una fase inicial con períodos de fuerte tasa de subsidencia, correspondientes con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo, Sevilla Arriba y Cabo Cruz, y una fase con períodos de menores valores de su tasa de subsidencia, que se corresponden con la sedimentación de las formaciones Camazán, Manzanillo y Cauto. Esta tendencia general se ve interrumpida por tres episodios con subsidencia negativa o nula, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: la superficie U-1 implica un gap de 9.6 Ma (de 38 a 28.4 Ma), la superficie U-2 de 5.3 Ma (de 18.8 a 13.5 Ma) y la superficie U-3 de 3.05 Ma (de 4.35 a 1.3 Ma).

Durante la sedimentación de la secuencia A, caracterizada en este punto por la Fm Charco Redondo, ocurrió una fuerte subsidencia tectónica, con valores similares de la subsidencia total, lo que sugiere valores mínimos de la tasa de aporte sedimentario y una profundización de la cuenca.

La evolución de las curvas de subsidencia, entre los 38 y los 28.4 Ma correspondiente con la discontinuidad U-1, presenta valores de las tasas de subsidencia nulos o ligeramente positivos.

Las curvas de subsidencia, durante la sedimentación de la secuencia B representada por las formaciones Camazán y Sevilla Arriba, muestran una tendencia al incremento de sus valores. Comparando ambas curvas se observa que las tasas de subsidencia son claramente diferentes, siendo la tasa de la subsidencia total mayor que la tasa de subsidencia tectónica, sugiriendo un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

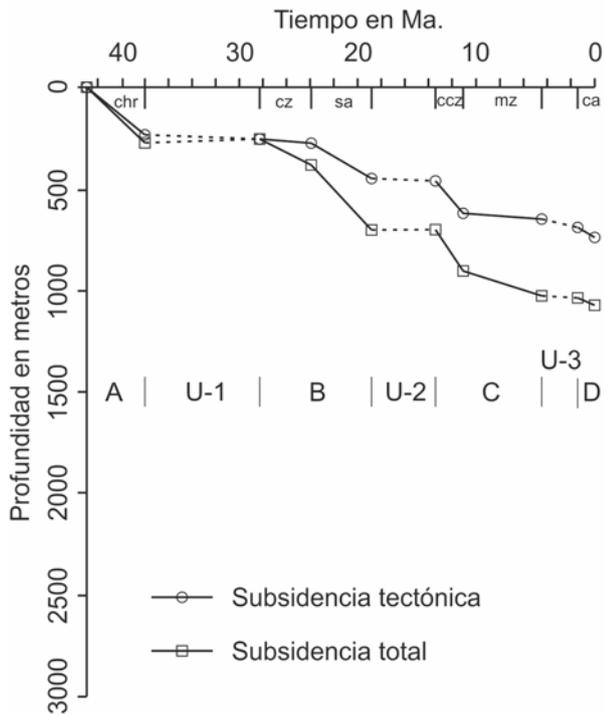


Figura 5.31. Gráfico geohistórico del sondeo Vicana-2. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, cz = Fm Camazán, sa = Fm Sevilla Arriba, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo y ca = Fm Cauto. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

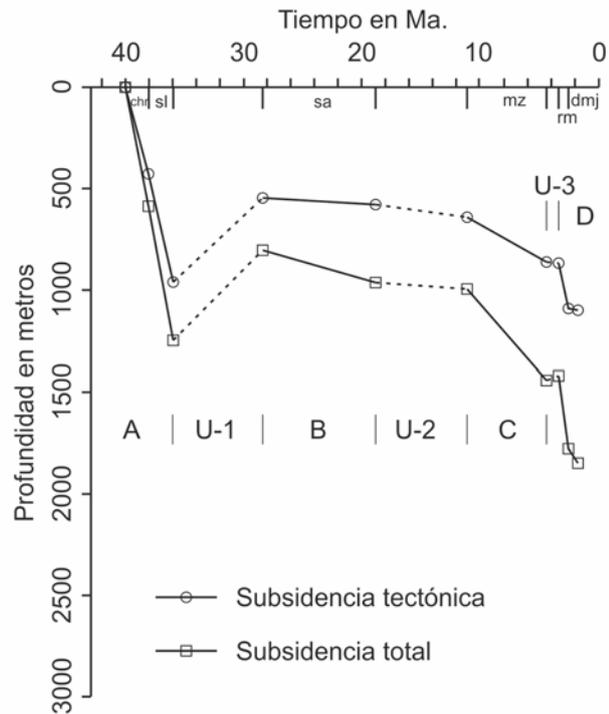


Figura 5.32. Gráfico geohistórico del sondeo Lavanderas-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, mz = Fm Manzanillo y rm = Fm Río Maya, y dmj = unidad informal Marga Demajagua. Muestra las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

En los gaps sedimentarios existentes entre las formaciones Sevilla Arriba y Cabo Cruz (U-2; 18.8 a 13.5 Ma), y Manzanillo y Cauto (U-3; 4.35 a 1.3 Ma) las curvas de subsidencia total y tectónica se disponen prácticamente paralelas al eje del tiempo.

Al igual que en los sondeos VIC-1, MD, NQ, MAC y CR, la sedimentación de la parte basal de la secuencia C (Fm Cabo Cruz) coincide con un período de fuerte subsidencia y baja tasa de aporte sedimentario y hacia la parte superior (Fm Manzanillo) registra una atenuación en la tasa de subsidencia y un aumento de las tasas de aporte sedimentario a la cuenca.

El gráfico geohistórico (Fig. 5.31) también muestra que durante la sedimentación de la secuencia D, representada en este punto por la Fm Cauto, las tasas de subsidencia tectónica y total fueron inferiores a las del período anterior.

Sondeo Lavanderas-1

El gráfico geohistórico correspondiente al sondeo Lavanderas (Fig. 5.32) muestra la existencia de dos fases con períodos de fuerte subsidencia correspondientes con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo y San Luís (secuencia A; 43 a 36 Ma), y Río Maya y la unidad informal Marga Demajagua (secuencia C); y dos períodos con valores menores de la tasa de subsidencia correspondientes con la sedimentación de la Fm Sevilla

Arriba (secuencia B) y Manzanillo (secuencia C). Estos períodos se ven interrumpidos por tres episodios con subsidencia negativa a nula que se corresponden con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3 reconocibles a escala de cuenca, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 7.6 Ma el basal (de 36 a 28.4 Ma) que se corresponde con la superficie U-1, 7.8 Ma el intermedio (de 18.8 a 11 Ma) que se corresponde con la superficie U-2 y 0.95 Ma el superior (de 4.35 a 3.4 Ma) que se corresponde con la superficie U-3.

Durante el período inicial, cuando tuvo lugar la sedimentación de las formaciones Charco Redondo y San Luís, la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica con valores similares de la tasa de subsidencia total, sugiriendo valores bajos de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca, lo que condicionó la tendencia profundizante que se observa en las facies sedimentarias.

El gap existente entre las secuencias A y B correspondiente con la discontinuidad U-1, que representa un período de tiempo de 7.6 Ma (de 36 a 28.4 Ma), presenta valores fuertemente negativos de las tasas de subsidencia tectónica y total.

Durante la sedimentación de la secuencia B, constituida en este punto por la Fm Sevilla Arriba, las tasas de subsidencia fueron inferiores a las del período inicial, sin embargo éstas presentan valores claramente diferentes, lo que sugiere un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

En los gaps sedimentarios existentes entre las formaciones Sevilla Arriba y Manzanillo (U-2, 18.8 a 11 Ma), y entre Manzanillo y Río Maya (U-3, 4.35 a 3.4 Ma) las curvas de subsidencia total y tectónica se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo.

Durante la sedimentación de las secuencias C y D las curvas de subsidencia muestran un fuerte incremento en el valor de las tasas de subsidencia, siendo claramente diferentes durante la sedimentación de la secuencia C, mientras que durante la sedimentación de D las tasas de subsidencia presentan valores similares. La evolución de las curvas de subsidencia sugiere que durante la sedimentación de las secuencias C y D ocurrió una disminución de las tasas de aporte sedimentario y un aumento de la subsidencia.

Sondeo Oruita-1

Las curvas de subsidencia del sondeo Oruita (Fig. 5.33) están caracterizadas por una fase con dos períodos de fuerte subsidencia correspondientes con la sedimentación de las formaciones Sevilla Arriba (secuencia B) y Cabo Cruz (parte basal de la secuencia C), y una fase con tres periodos de menores valores de subsidencia correspondientes con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo (secuencia A), Manzanillo (parte superior de la secuencia C) y Cauto (secuencia D). Estos períodos se ven interrumpidos por tres episodios con subsidencia negativa o ligeramente positiva que se corresponden con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3, y que representan gaps sedimentarios de diferente duración: 9.6 Ma la discontinuidad inferior U-1 (de 38 a 28.4 Ma), 5.3 Ma la discontinuidad intermedia U-2 (de 18.8 a 13.5 Ma) y 3.05 Ma la discontinuidad superior U-3 (de 4.35 a 1.3 Ma).

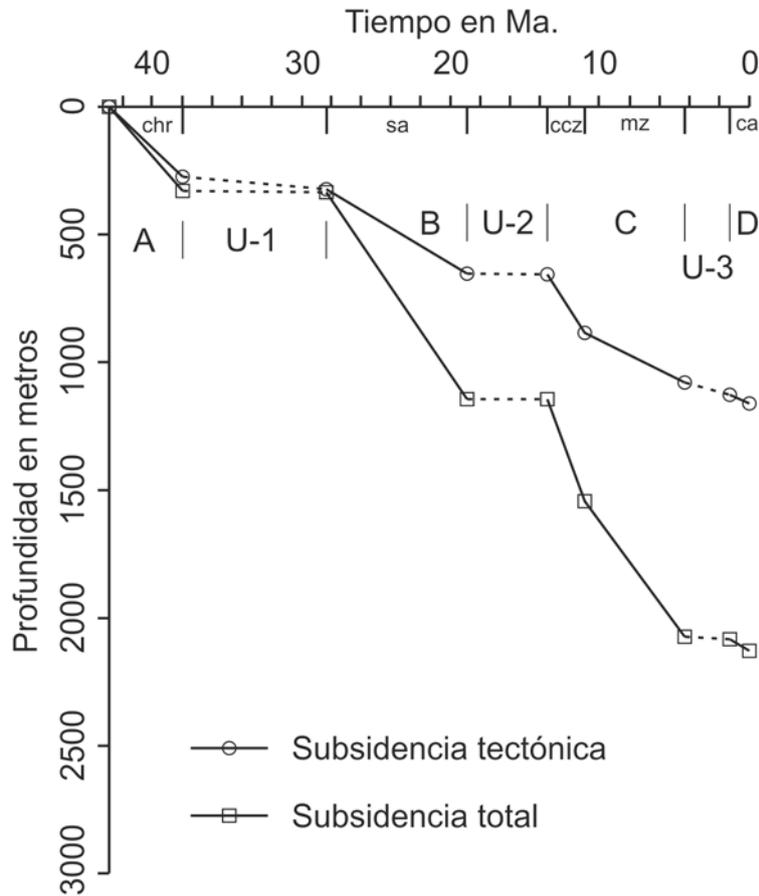


Figura 5.33. Gráfico geohistórico del sondeo Oruita-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sa = Fm Sevilla Arriba, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo y ca = Fm Cauto.

Durante la sedimentación de la secuencia A, representada en este punto por la Fm Charco Redondo, las curvas de subsidencia tectónica y total muestran valores moderados y similares, sugiriendo una baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca y una tendencia profundizante de la secuencia.

En los gaps sedimentarios existentes entre las formaciones Charco Redondo y Sevilla Arriba (U-1), entre ésta última y Cabo Cruz (U-2), y entre Manzanillo y Cauto (U-3) las curvas de subsidencia total y tectónica presentan valores nulos o ligeramente positivos.

La evolución de las curvas de subsidencia, durante la sedimentación de la secuencia B, está caracterizada por un fuerte incremento de los valores de sus tasas de subsidencia, respecto a los valores del período inicial (especialmente la subsidencia total). La comparación entre ambas curvas sugiere un incremento en la tasa de aporte sedimentario a la cuenca.

Durante la sedimentación de la Fm Cabo Cruz (parte inferior de la secuencia C) la cuenca registró un fuerte incremento de la subsidencia tectónica, mientras que hacia la parte superior de la secuencia C (Fm Manzanillo) la subsidencia tectónica se fue atenuando. Durante la sedimentación de la secuencia C se ha registrado una atenuación de la subsidencia tectónica y un aumento de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca

El gráfico geohistórico (Fig. 5.33) también muestra como durante la sedimentación de la secuencia D (Fm Cauto) las tasas de subsidencia tectónica y total se atenuaron, adquiriendo valores inferiores a las del período anterior.

Los mapas de isopacas de las secuencias estratigráficas (Figs. 5.13 a 5.16) muestran la geometría del relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo, ponen de manifiesto como los depocentros de las secuencias A y B se encuentran escalonados, con formas más o menos regulares, mientras que los depocentros de las secuencias C y D tienen formas más irregulares, en ocasiones alargadas en dirección ENE-OSO. El cambio de geometría y orientación de los depocentros de las secuencias A y B respecto a las C y D pudo estar relacionado con los factores que controlaron la sedimentación en la cuenca. Durante la sedimentación de las secuencias A y B se ejerció un control tectónico evidente, en cambio, durante la sedimentación de las secuencias C y D predominaron los factores eustáticos.

6. DISCUSIÓN

6.1. REGISTRO ESTRATIGRÁFICO

El relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacanayabo ha sido subdividido en cuatro secuencias delimitadas en base y techo por discontinuidades estratigráficas a escala de cuenca. Las secuencias han sido denominadas, de base a techo, como A, B, C y D, y las discontinuidades que las delimitan como U-0, U-1, U-2 y U-3.

La secuencia A, que incluye las formaciones Charco Redondo, Puerto Boniato, Farallón Grande y San Luís (Figs. 5.1, 5.2) y representa la sedimentación durante el Eoceno Medio a Superior, se organiza verticalmente como una secuencia de profundización. La sedimentación se inicia con facies carbonatadas de ambientes marinos someros y alta energía (Fms Puerto Boniato y Charco Redondo) que pasan verticalmente a facies turbidíticas de ambientes marinos profundos (Fm San Luís), que a su vez, localmente, evolucionan lateralmente a facies siliciclásticas gruesas, de ambientes marinos de menores profundidades (Fm Farallón Grande). Las formaciones Puerto Boniato y Farallón Grande no han sido cortadas por los sondeos, pero afloran en la parte sur de la cuenca (Fig. 2.7). Los sedimentos detríticos de la secuencia A son principalmente fragmentos de rocas volcánicas y provienen, en su mayoría, del Arco Volcánico Paleógeno, que constituye los relieves de la Sierra Maestra.

La secuencia B incluye las formaciones Sevilla Arriba, Paso Real, Camazán y Güines (Figs. 5.1, 5.2). La Fm Güines no ha sido cortada por los sondeos, pero si ha sido reconocida en el margen NO de la Cuenca. La secuencia B registra la sedimentación en la Cuenca desde el Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio. Esta secuencia es predominantemente carbonatada, y está constituida principalmente por facies de plataforma marina somera que ocasionalmente pueden pasar lateral o verticalmente a facies arrecifales o a facies de ambientes de transición. Aunque esta secuencia no muestra una tendencia vertical muy definida, puede establecerse una cierta tendencia somerizante de la misma, desde depósitos marinos someros a arrecifales y transicionales, aunque con numerosas excepciones.

La secuencia C está constituida por las formaciones Cabo Cruz y Manzanillo (Figs. 5.1, 5.2), y registra la sedimentación en una plataforma marina mixta durante el Mioceno Superior al Plioceno Inferior. Las facies de la Fm Cabo Cruz son predominantemente calizas bioclásticas de ambientes de alta energía (transicionales), mientras que la Fm Manzanillo está constituida por una alternancia de calizas bioclásticas muy fosilíferas con areniscas que contienen una elevada proporción de granos de rocas volcánicas que caracteriza la sedimentación en una plataforma marina terrígeno-carbonatada. Al igual que en la secuencia B, la secuencia C no muestra una tendencia claramente definida, aunque una tendencia somerizante de facies marinas someras a transicionales, suele ser lo más generalizado.

La secuencia D incluye las formaciones Río Maya, Dátil, Bayamo, Cauto, Jaimanitas, Villarroja, Río Macío y Jutía, además de la unidad informal Marga Demajagua (Figs. 5.1, 5.2). Esta secuencia, que registra la sedimentación ocurrida en la Cuenca desde el Plioceno Superior hasta el Holoceno, es la que presenta una mayor variabilidad en cuanto a los medios de depósito, aunque presenta una clara tendencia vertical somerizante. La secuencia D se inicia con facies carbonatadas de ambientes marinos someros (Marga Demajagua),

transicionales (Fms Río Maya y Bayamo) y continentales (Fm Dátil), y finaliza a techo con depósitos de medios exclusivamente continentales (Fms. Jutía y Río).

Las secuencias descritas muestran importantes variaciones de espesor; en unos casos, como en los elevados de Jobabo y Lewinston, por condensación o reducción de la serie estratigráfica; y en otros casos por la acción de fallas. Para poner de manifiesto la geometría de cada una de las secuencias y del relleno sedimentario en su totalidad se ha realizado una reconstrucción tridimensional del relleno de la cuenca (Fig. 6.1).

En la secuencia A se observan tres zonas de máxima acumulación que llegan a alcanzar espesores superiores a los 900 ms (TWT; Figs. 5.13, 6.1). El espesor cortado por los sondeos varía entre los 80 m del sondeo SRE, en el límite S de la cuenca y los 674 m del sondeo GR. Los depocentros localizados entre los elevados de Lewinston y Jobabo, y al SO del Golfo de Güacanáyabo muestran formas aproximadamente rectangulares. El depocentro paralelo a la costa oriental del Golfo de Güacanáyabo tiene forma alargada en dirección NE-SO y registra espesores máximos superiores a los 800 ms (TWT).

En la secuencia B existen dos zonas de máxima acumulación que llegan a superar los 700 ms (TWT; Figs. 5.14, 6.1). El espesor cortado por los sondeos varía entre los 37 m del sondeo VIC-1 y los más de 1337 m del sondeo CAP, ambos próximos al margen SE de la cuenca. Los dos depocentros se localizan entre los elevados de Lewinston y Jobabo, y en el Golfo de Güacanáyabo, con los mayores valores en el primero de ellos. Ambos depocentros presentan formas aproximadamente rectangulares.

La secuencia C (Figs. 5.15, 6.1) muestra la existencia de un depocentro alargado en dirección NE-SO que se extiende desde el Golfo de Güacanáyabo hasta el Elevado de Lewinston y registra espesores máximos superiores a los 800 ms (TWT). El espesor cortado por los sondeos varía entre los 103 m registrados en el sondeo CAP, próximo al margen SE de la Cuenca, y los 1173 m registrados en el sondeo EM, hacia el límite E.

La secuencia D es la menos potente de las cuatro, y algunos sondeos no la cortan. En ella se observa la existencia de dos depocentros que alcanzan espesores superiores a los 350 ms (TWT; Figs. 5.16, 6.1). Cuando ha sido perforada por los sondeos su espesor varía entre los 10 m del sondeo MAC, en el margen SO y los 518 m del sondeo LV, localizado en el Golfo de Güacanáyabo. Ambos depocentros presentan formas alargadas en dirección NE-SO, y el de mayores dimensiones es el que se localiza entre los elevados de Manzanillo y Lewinston.

Durante la evolución temporal de la Cuenca los depocentros de las diferentes secuencias han ido variando tanto en su posición espacial como en su forma. Al mismo tiempo, este hecho va ligado a la gran variabilidad que presentan las diferentes unidades litoestratigráficas que conforman las secuencias, con unidades que frecuentemente se encuentran desconectadas lateralmente entre sí y verticalmente delimitadas por discontinuidades que representan gaps de muy diferente duración temporal (ver Figs. 5.1, 5.2). Esta disposición fuertemente fragmentada del relleno sedimentario de la Cuenca debe considerarse como el resultando de una evolución compleja, donde ha predominado el movimiento vertical de bloques con valores muy variables de la subsidencia relativa, y que en ocasiones pueden haber

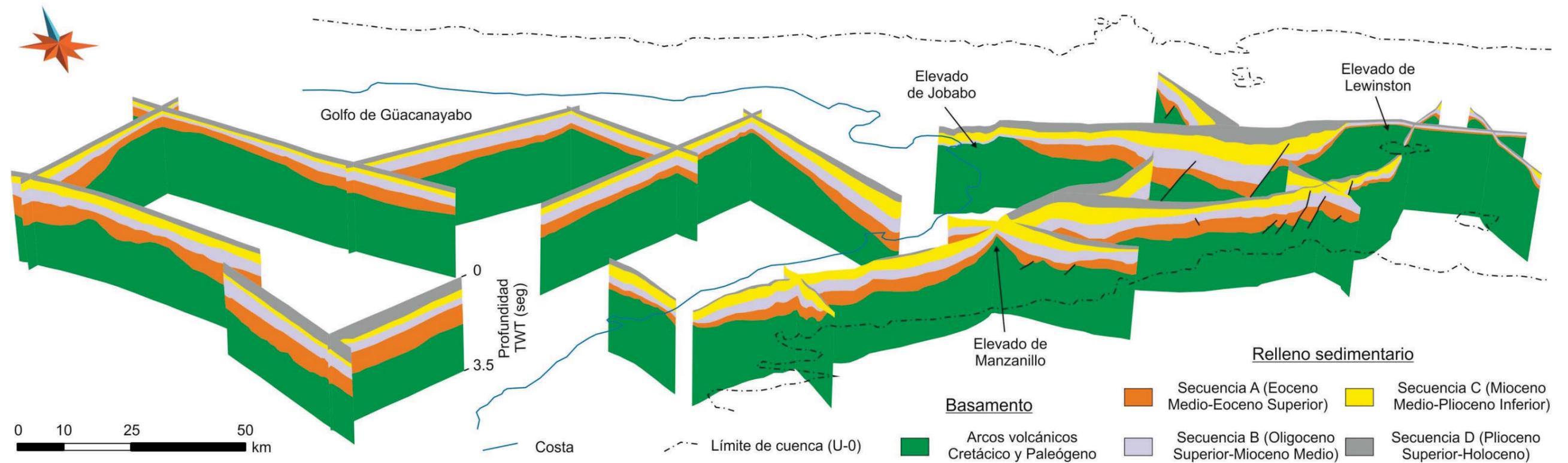


Figura 6.1. Panel 3D en tiempo doble de la Cuenca Cauto-Güacanayabo. Muestra los depocentros, elevados estructurales y algunas de las fallas que han generado desplazamiento.

actuado como bloques relativamente hundidos y en ocasiones como bloques elevados sometidos a erosión.

La compartimentalización en bloques de la Cuenca también se sugiere a partir del análisis de la subsidencia, ya que los gráficos geohistóricos obtenidos a partir de los sondeos pueden presentar características notablemente diferentes, incluso tratándose de sondeos muy próximos entre sí.

6.1.1. Evolución de la subsidencia

A pesar de las diferencias citadas anteriormente en el comportamiento de la subsidencia, el análisis de los gráficos geohistóricos obtenidos en el apartado 5.5 ha permitido reconocer una serie de patrones de carácter muy general que a su vez nos ha permitido dividir la Cuenca en tres zonas que evolucionaron de manera distinta, y que denominamos Zona-1, Zona-2 y Zona 3 (Fig. 6.2). La Zona-1 ocupa la parte SO de la cuenca e incluye los sondeos NQ, MAC, CR, VIC-1, VIC-2, MD, RJA, SRE, CAP, MZ y ORU. La Zona-2 ocupa la parte NE de la cuenca e incluye los sondeos GR, EM y BY, y la Zona-3 se localiza en el Golfo de Güacanáyabo e incluye los sondeos RAB, PIT y LV. A grandes rasgos estas zonas coinciden con las definidas a partir de las estructuras del relleno sedimentario (Fig. 4.1).

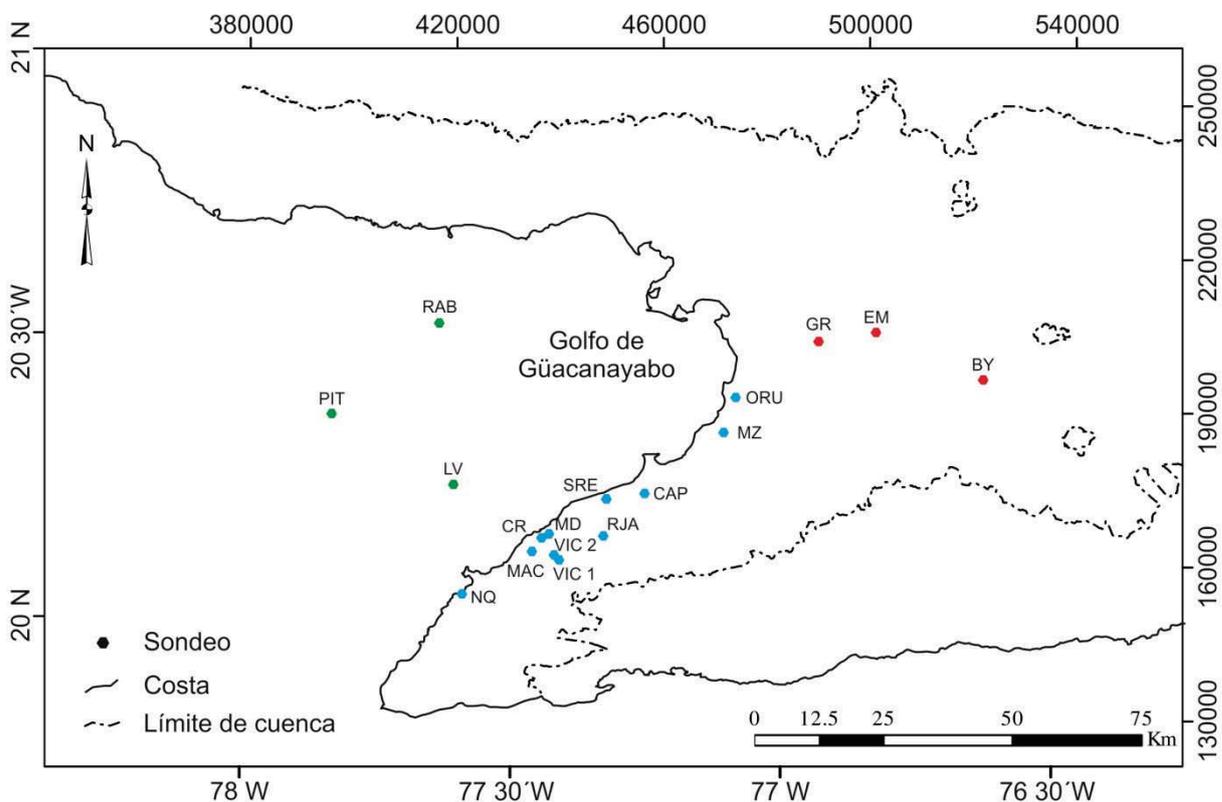


Figura 6.2. Esquema de localización de los sondeos utilizados para el análisis de la subsidencia y de las zonas en las que se ha subdividido la Cuenca Cauto-Güacanáyabo en función de la evolución de la subsidencia. Zona-1 (puntos azules; sondeos NQ, MAC, VIC-1, VIC-2, MD, CR, SRE, RJA, CAP, MZ y ORU); Zona-2 (puntos rojos; sondeos GR, EM y BY) y Zona-3 (puntos verdes; sondeos PIT, RAB y LV).

En el gráfico de la figura 6.3 se han planteado los valores de la subsidencia de algunos de los sondeos de la Zona-1 (VIC-1, MAC, CR, ORU y SRE). De manera general, estas curvas muestran la existencia de dos fases de fuerte subsidencia correspondientes con la sedimentación de las secuencias A y C, si bien en la secuencia A la tendencia es a incrementarse mientras que en la C la subsidencia tiende a atenuarse, seguidas de dos fases de valores menores de la subsidencia que se corresponden con la sedimentación de las secuencias B y D. Estas fases subsidentes se ven interrumpidas por tres períodos que se corresponden con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3 que representan gaps sedimentarios, cuyas características son también claramente diferentes tanto en su duración temporal como en el sentido de la subsidencia.

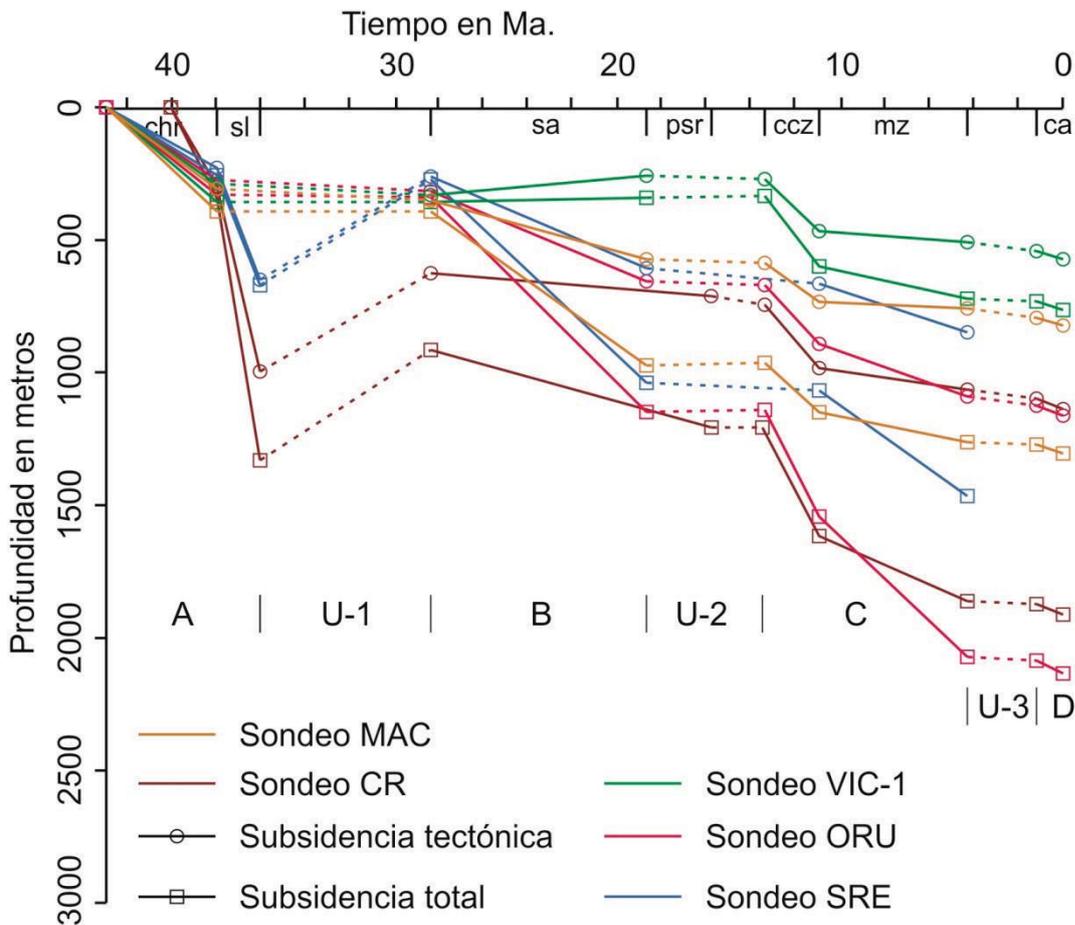


Figura 6.3. Gráfico geohistórico de los sondeos Creciente (CR), Macaca (MAC), Vicana-1 (VIC-1), Oruita (ORU) y Santa Regina (SRE), correspondientes a la Zona-1. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, psr = Fm Paso Real, ccz = Fm Cabo Cruz, mz = Fm Manzanillo y ca = Fm Cauto. Además se muestran las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

Durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior (43 a 36 Ma), cuando tuvo lugar la sedimentación de la secuencia A, la subsidencia total y tectónica adquieren valores muy elevados, y característicamente, la curva de subsidencia tectónica se encuentra muy próxima a la total, indicando que la mayor contribución a la subsidencia de la cuenca tuvo un origen tectónico y que la contribución del peso del sedimento fue minoritaria, lo que puede interpretarse como

que la tasa de sedimentación en la cuenca fue relativamente baja. Las cuencas sometidas a una elevada subsidencia tectónica y con una baja tasa de aporte sedimentario son cuencas que tienden a la profundización. Este hecho se ve confirmado por la organización secuencial que se puede reconocer en la secuencia A, en la que sobre los sedimentos carbonatados de ambientes marinos someros de la Fm Charco Redondo se disponen las turbiditas de medios marinos profundos de la Fm San Luís. Así pues, el registro sedimentario nos indica que durante el Eoceno Medio y Superior la Zona-1 estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica, creándose surcos fuertemente subsidentes y en los que el aporte sedimentario fue relativamente bajo. Esta fase inicial en la evolución de la Cuenca, caracterizada por una fuerte subsidencia tectónica, coincide en el tiempo con el primer período extensivo del corredor tectónico Güacacanayabo-Nipe (Leroy et al., 2000) y la apertura de la Cuenca de Cauto-Güacacanayabo.

La parte del gráfico de la figura 6.3 correspondiente con la discontinuidad U-1 representa un gap sedimentario de duración variable entre 9.6 y 7.6 Ma, lo que prácticamente representa el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior. Durante este período de tiempo el valor de la subsidencia (tanto la total como la tectónica) fue claramente negativo, sugiriendo la existencia de una fase de levantamiento y erosión, y coincide en el tiempo con un episodio de compresión, levantamiento y erosión descrito por MacPhee e Iturralde-Vinent (1995) e Iturralde-Vinent y MacPhee (1999), y que según estos autores, afectó a la totalidad de la isla de Cuba

Durante la sedimentación de la secuencia B; es decir, durante el Oligoceno Superior a Mioceno Medio (28.4 a 15.8 Ma), los valores de la subsidencia fueron generalmente menores, aunque en ocasiones (p.e. sondeo ORU) también llegaron a adquirir valores elevados, y también de manera general, las curvas de subsidencia total y tectónica aparecen claramente diferenciadas, indicando una menor tasa de subsidencia tectónica y una mayor contribución de aporte sedimentario a la cuenca. Sin embargo, también puede apreciarse como estas relaciones son variables; los casos extremos podrían ser el sondeo VIC-1 con subsidencia tectónica muy baja o negativa y tasa de sedimentación también baja y el ya mencionado sondeo ORU, con valores elevados de subsidencia tectónica y de aporte sedimentario. Estas relaciones tan variables (dependiendo del punto estudiado) pero al mismo tiempo próximas al equilibrio entre la tasa de subsidencia y el aporte de sedimento a la cuenca podría ser la causa de que la secuencia B no presente una tendencia vertical claramente definida, y nos dan información adicional sobre la diferencia entre las tasas de subsidencia total y aporte sedimentario entre puntos que se encuentran relativamente próximos entre sí. Compárese, por ejemplo, las curvas del gráfico de la figura 6.3 correspondientes a los sondeos CR, VIC-1 y MAC, todos ellos muy próximos entre sí.

El período de tiempo correspondiente a la discontinuidad U-2, que representa un gap de entre 2.3 y 5.3 Ma, presenta unas curvas de subsidencia muy similares; tanto las curvas de subsidencia tectónica como la total se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo. La duración del gap y el aspecto de las curvas de subsidencia sugieren que la falta de registro sedimentario en este periodo pudo estar controlada (al menos en parte) por factores eustáticos. Sin embargo, el cambio en la localización de los depocentros de la secuencia C con respecto a

la B, que se asocia a la discontinuidad U-2, sugiere que la contribución de un factor de tipo tectónico no debe descartarse.

Las curvas de evolución de la subsidencia son muy similares entre sí y adoptan el mismo patrón para el período correspondiente a la sedimentación de la secuencia C (Mioceno Medio-Superior; 13.5 a 11 Ma), sugiriendo que los procesos que dieron lugar a la subsidencia fueron también similares. Se observa (Fig. 6.3) como al iniciarse la sedimentación de la secuencia C, el valor de la subsidencia se incrementa bruscamente con respecto a los valores que presentaba la secuencia B, y como las curvas tienden a atenuarse a medida que se depositaba la secuencia. Además, las curvas de subsidencia total y tectónica quedan claramente diferenciadas para cada sondeo, indicando que durante este período tanto la tasa de subsidencia tectónica como de aporte de sedimento fueron elevadas. De manera general, los sondeos con una tasa de subsidencia tectónica más elevada presentan también el mayor aporte de sedimento (p.e.: sondeos CR y ORU), mientras que aquellos en los que la tasa de subsidencia tectónica fue menor, el aporte sedimentario también fue menor (p.e.: sondeos VIC-1 y MAC), lo que puede interpretarse como que el aporte sedimentario estuvo en equilibrio con la subsidencia y que la cuenca tendía a su colmatación. Esta evolución es coherente con la tendencia somerizante que, en la vertical, muestra la secuencia C, así como con el tipo de facies (litorales y/o transicionales) que forman la parte superior de la misma (ver Figs. 5.1 y 5.2).

El período correspondiente a la discontinuidad U-3 representa un gap de 3.05 Ma que va desde los 4.35 a los 1.3 Ma. No disponemos de datos concluyentes que nos permitan establecer el origen de esta discontinuidad, y aunque la corta duración del gap, la disposición de las curvas de subsidencia y la ausencia de estructuras de esta edad afectando de manera generalizada a la cuenca podría sugerir un control debido a las variaciones relativas del nivel del mar. Debe considerarse que esta superficie representa el paso de la secuencia C a D, lo que quiere decir (ver Figs. 5.14 y 5.15) un cambio en la extensión de la cuenca (paleogeografía) y en la posición de los depocentros, por lo que un cierto control tectónico no debe descartarse.

En general, las curvas de subsidencia de la secuencia D se caracterizan por presentar valores relativamente bajos, pero con ambas curvas claramente diferenciadas; es decir, por tasas bajas tanto de subsidencia tectónica como de aporte sedimentario, que debió estar en equilibrio con la creación de espacio de acomodación en la cuenca, favoreciendo la organización vertical somerizante que se desprende del análisis de las facies en los sondeos de esta zona.

La evolución de las curvas de subsidencia de los sondeos GR, BY y EM, que constituyen la Zona-2 (Figs. 6.2, 6.4), muestran de forma general la existencia de una fase inicial de fuerte subsidencia correspondiente con la sedimentación de las formaciones Charco Redondo y San Luís (secuencia A; 43 a 36 Ma), que al igual que en la Zona-1 (Fig. 6.3) presenta una tendencia al incremento, seguida de una fase de menores valores de subsidencia que se corresponde con la sedimentación de las formaciones Camazán y Paso Real (secuencia B), Manzanillo (secuencia C), y Bayamo y Cauto (secuencia D). Estas fases se ven interrumpidas por tres períodos que se corresponden con gaps sedimentarios, y que constituyen las

discontinuidades U-1, U-2 y U-3. Estos gaps tienen diferente duración y comportamiento de la subsidencia.

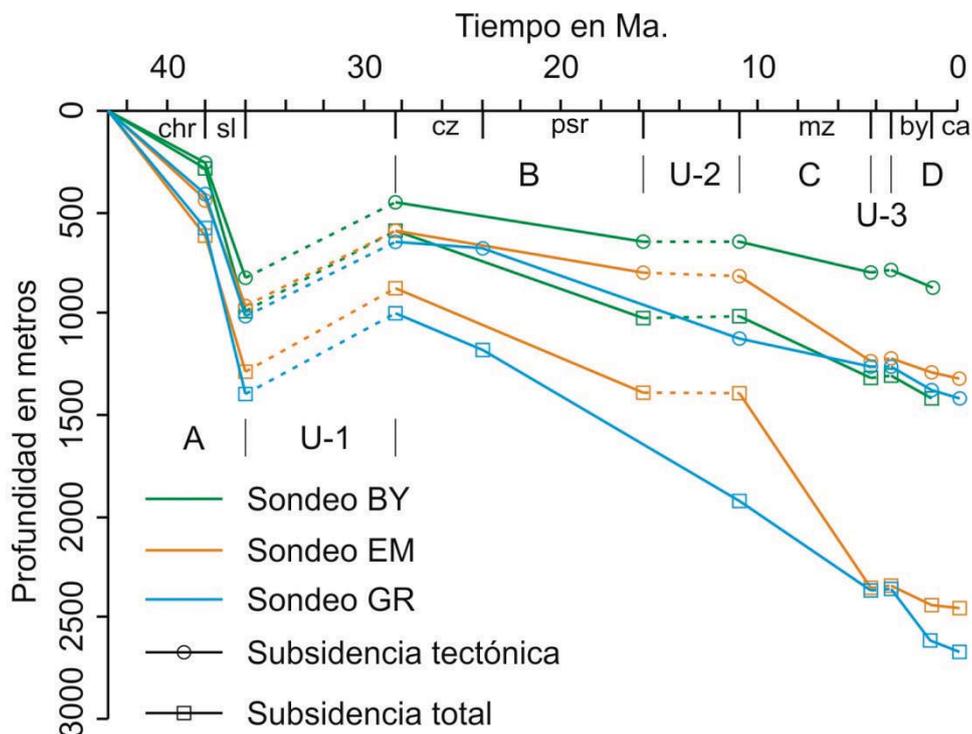


Figura 6.4. Gráfico geohistórico de los sondeos Bayamo (BY), Embarcadero (EM) y Granma (GR), correspondientes a la a Zona-2. Clave de las formaciones: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, cz = Fm Camazán, psr = Fm Paso Real, mz = Fm Manzanillo, by = Fm Bayamo y ca = Fm Cauto. Además se muestran las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

La sedimentación de la secuencia A, durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior, estuvo acompañada de valores elevados de la subsidencia total y tectónica, y la curva de subsidencia tectónica presenta valores y evolución similares a la total, indicando que la subsidencia de la Cuenca fue principalmente tectónica, con una mínima influencia del peso del sedimento. Este comportamiento puede interpretarse como típico de cuencas profundizantes, donde se registran una elevada subsidencia tectónica y baja tasa de aporte sedimentario; además esta tendencia a la profundización está confirmado por la evolución vertical de las facies en la secuencia A, donde se han reconocido facies turbidíticas de ambientes marinos profundos (Fm San Luís) sobre facies carbonatadas de ambientes marinos someros (Fm Charco Redondo). Este ordenamiento vertical del registro sedimentario indica que durante el Eoceno Medio-Superior la Zona-2 estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica con bloques muy subsidentes en los que el aporte sedimentario fue bajo. Esta fase inicial, caracterizada por una fuerte subsidencia tectónica de la Zona-2, coincide con el primer período extensivo del corredor tectónico Güacananayabo-Nipe (Leroy et al., 2000) y con la apertura de la Cuenca Cauto-Güacananayabo.

En la figura 6.4 las curvas de subsidencia correspondientes con la discontinuidad U-1, que representa un gap de 7.6 Ma, presentan una evolución similar durante la parte superior del

Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior, con valores de subsidencia tectónica y total fuertemente negativos. Esta evolución de la subsidencia se corresponde con la existencia de una fase de compresión, levantamiento y erosión regional (MacPhee e Iturralde-Vinent, 1995; Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999).

Durante el Oligoceno Superior-Mioceno Medio (de los 28.4 a los 15.8 Ma), cuando tuvo lugar la sedimentación de la secuencia B (Fms Camazán y Paso Real), los valores de subsidencia fueron menores a los registrados durante la sedimentación de la secuencia A y las curvas de subsidencia tectónica y total están visiblemente diferentes, indicando un menor valor de la subsidencia tectónica y un mayor valor del aporte sedimentario a la cuenca.

En el gráfico de la figura 6.4, la parte correspondiente con la discontinuidad U-2 representa un gap sedimentario de duración muy variable, de los 4.8 Ma registrado en los sondeos EM y BY a los prácticamente 0 Ma del sondeo GR, las curvas de subsidencia tectónica y total presentan valores prácticamente nulos. La geometría de las curvas de subsidencia y la duración del gap sugieren que la ausencia de registro sedimentario durante el Mioceno Medio pudo estar controlada (en parte) por factores eustáticos, aunque la migración de los depocentros de la secuencia C con respecto a la B, asociado a la discontinuidad U-2, sugiere un cierto control tectónico.

Durante el Mioceno Superior-Plioceno Inferior (de 11 a 4.35 Ma), sincrónico con la sedimentación de la secuencia C, las curvas de subsidencia presentan generalmente tasas de subsidencia similares a las del período anterior y claramente diferenciadas entre sí para cada sondeo (Fig. 6.4); aunque las curvas del sondeo EM muestran tasas de subsidencia tectónica y total superiores a los demás sondeos. El sondeo EM que registra las mayores tasas de subsidencia tectónica también presenta el mayor aporte sedimentario y en los sondeos GR y BY que presentan menores tasas de subsidencia tectónica también fue menor el aporte sedimentario, lo que puede interpretarse como una sedimentación equilibrada con el aporte sedimentario y sugiere una tendencia a la colmatación de la cuenca. La evolución de las curvas de subsidencia confirman la tendencia somerizante que muestra la secuencia C (Figs. 5.1 y 5.2).

El gap sedimentario correspondiente con la discontinuidad U-3, que tiene una duración de 3.05 Ma, muestra las curvas de subsidencia prácticamente paralelas al eje del tiempo, por tanto con tasas de subsidencia muy bajas o nulas. El origen de esta discontinuidad no ha sido posible determinarlo con los datos disponibles para este trabajo; pero la corta duración del gap y la geometría de las curvas de subsidencia sugieren un control debido a las variaciones relativas del nivel del mar, aunque la variación de la posición de los depocentros de la secuencia C respecto a la D y el cambio en la extensión de la cuenca (paleogeografía) sugiere un cierto control tectónico.

La evolución de las curvas de subsidencia correspondientes con la sedimentación de la secuencia D (Fig. 6.4) presentan generalmente tasas bajas de la subsidencia tectónica y total, pero visiblemente diferenciadas, lo que sugiere valores bajos tanto de la subsidencia tectónica como de la tasa de aporte sedimentario a la cuenca; aunque en el sondeo GR, durante la sedimentación de la parte inferior de la secuencia D, se han registrado valores superiores de la

tasa de subsidencia total a los valores de los sondeos EM y BY, mientras que la subsidencia tectónica fue similar, indicando que la subsidencia estuvo controlada por el peso del sedimento. Durante la sedimentación de la parte superior de la secuencia D existió equilibrio entre la subsidencia y el aporte sedimentario, favoreciendo la somerización observada en el registro sedimentario de esta zona (Figs. 5.1, 5.2).

La subsidencia del Golfo de Güacanayabo (Zona-3) ha sido evaluada a partir del gráfico geohistórico de los sondeos RAB, PIT y LV (Fig. 6.5) y está caracterizada por dos fases fuertemente subsidentes correspondientes con la sedimentación de las secuencias A y la parte basal de la D, seguidas de dos fases de menores valores de la subsidencia que se corresponden con la sedimentación de las secuencias B, C y la parte superior de la D. Estas fases se ven interrumpidas por tres períodos correspondientes con las discontinuidades U-1, U-2 y U-3 que constituyen gaps sedimentarios de duración temporal y características de la subsidencia diferentes.

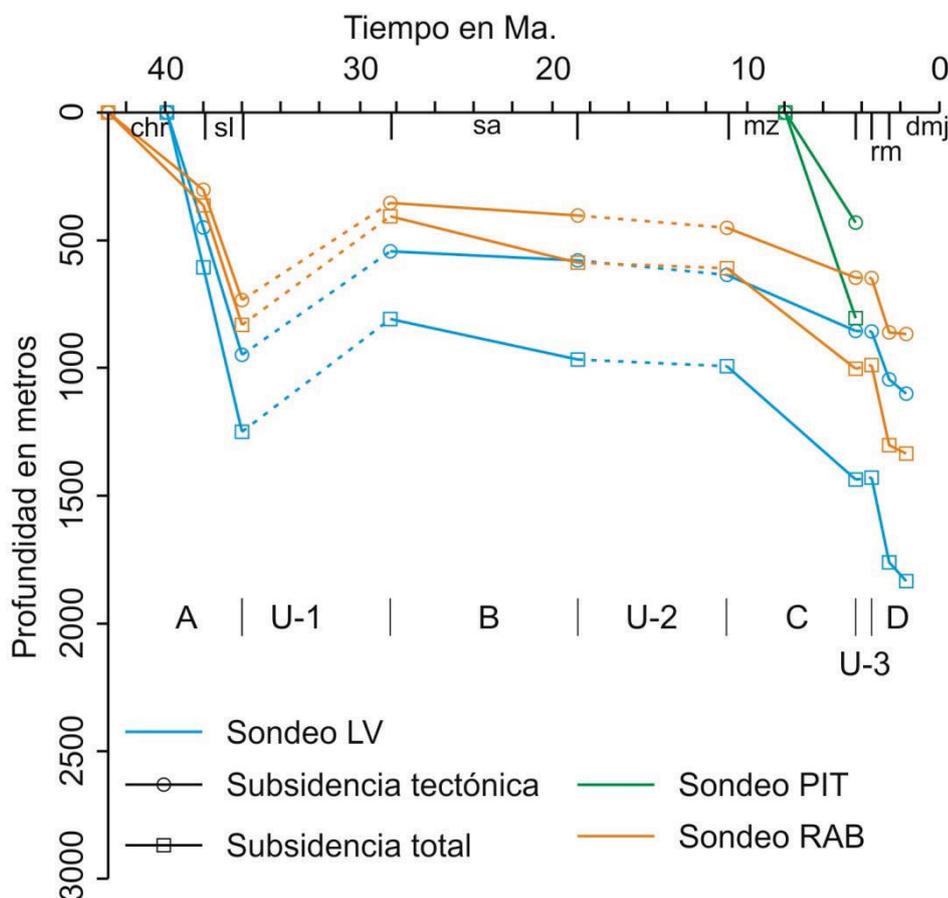


Figura 6.5. Gráfico geohistórico de los sondeos Lavanderas (LV), Pitajaya (PIT) y Rabihorcado (RAB), correspondientes a la Zona-3. Clave de las unidades litoestratigráficas: chr = Fm Charco Redondo, sl = Fm San Luís, sa = Fm Sevilla Arriba, mz = Fm Manzanillo, rm = Fm Río Maya y dmj = unidad informal Marga Demajagua. Además se muestran las secuencias A, B, C y D, y las discontinuidades U-1, U-2 y U-3.

Durante la sedimentación de la secuencia A, que ocurrió desde el Eoceno Medio hasta el Eoceno Superior (43 a 36 Ma), la subsidencia tectónica y total alcanzan valores muy elevados

con un comportamiento similar entre ellas, sugiriendo bajas tasas de aporte sedimentario a la cuenca y que la subsidencia de la cuenca fue mayoritariamente tectónica, mientras que el peso del sedimento ejerció una influencia mínima. Las características de las curvas de subsidencia, es decir; bajas tasas de aporte sedimentario y elevadas tasas de subsidencia tectónica, sugieren somerización de la cuenca como ha quedado confirmado por la disposición vertical de la secuencia A, donde se han reconocido turbiditas de medios marinos profundos sobre sedimentos carbonatados de ambientes marinos someros. De lo anteriormente expuesto se deduce que durante el Eoceno Medio y el Eoceno Superior el Golfo de Güacanáyabo fue sometido a una subsidencia tectónica fuerte, coincidiendo temporalmente con el inicio del corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe (Leroy et al., 2000) y la apertura de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo.

En la figura 6.5 las curvas de subsidencia correspondientes a la discontinuidad U-1, que representan un gap de 7.6 Ma de duración y desarrollado durante el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior (de 36 a 28.4 Ma), muestran valores de la subsidencia tectónica y total fuertemente negativos, lo que indica un período de levantamiento y erosión; contemporáneo con un episodio de compresión, levantamiento y erosión de carácter regional descrito por MacPhee e Iturralde-Vinent (1995) e Iturralde-Vinent y MacPhee (1999).

Durante la sedimentación de la secuencia B (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) las tasas de subsidencia fueron menores y diferentes entre sí, indicando un mayor aporte sedimentario a la cuenca y menor tasa de subsidencia tectónica.

El gap correspondiente a la discontinuidad U-2 tiene una duración de 7.8 Ma y las curvas de subsidencia presentan una evolución similar, con valores de las tasas de subsidencia tectónica y total prácticamente nulos. La disposición de las curvas de subsidencia y la duración de este gap pueden considerarse argumentos válidos para proponer que la ausencia de registro sedimentario durante este período pudo estar controlada principalmente por factores eustáticos, aunque no se debe descartar cierto control tectónico. Dicho control tectónico se sustenta en la variación de la posición de los depocentros de la secuencia C respecto a la B, asociada a la discontinuidad U-2.

La evolución de las curvas de subsidencia correspondiente con la sedimentación de la secuencia C muestra un incremento significativo de los valores de la subsidencia respecto a los valores registrados en la secuencia B. Las curvas de subsidencia tectónica y total están bien diferenciadas para cada sondeo, lo que sugiere que las tasas de subsidencia (tectónica y total) fueron elevadas, especialmente en el sondeo PIT que alcanza valores similares a los de la secuencia A.

El período de tiempo correspondiente a la discontinuidad U-3 representa un gap sedimentario de 0.95 Ma y las curvas de subsidencia tectónica y total se disponen, prácticamente, paralelas al eje del tiempo. La duración del gap y el aspecto de las curvas de subsidencia sugieren que la falta de registro sedimentario en este período pudo estar controlada, fundamentalmente, por factores eustáticos, aunque no se descarta la influencia de factores tectónicos evidenciados por la variación de la posición de los depocentros de la secuencia C respecto a la D, que se asocia a la discontinuidad U-3.

Durante la sedimentación de la parte inferior de la secuencia D se produce un incremento considerable tanto de la subsidencia tectónica como de la total con respecto a la secuencia C, mientras que durante la sedimentación de la parte superior de la secuencia D las curvas de subsidencia se atenúan. La evolución de las curvas de subsidencia correspondiente a la parte basal de la secuencia D es similar, lo que sugiere valores elevados de la tasa de subsidencia tectónica y baja tasa de aporte sedimentario a la cuenca; sin embargo durante la sedimentación de la parte superior de D las curvas de subsidencia son diferentes, indicando una tasa baja de subsidencia tectónica y un aumento del aporte sedimentario. Esta evolución es coherente con la tendencia observada en la secuencia D, que se corresponde con la acumulación de sedimentos marinos recientes, registrados en el Golfo de Güacanáyabo y que constituye la parte activa de la cuenca.

En síntesis la evolución de la subsidencia en la Cuenca Cauto-Güacanáyabo, para cada una de las secuencias (Figs. 6.3, 6.4, 6.5), presenta patrones similares; aunque también se aprecian diferencias significativas de una zona a otra de la cuenca.

Durante el Eoceno Medio-Superior (secuencia A) la cuenca estuvo sometida a una fuerte subsidencia tectónica y una baja tasa de aporte sedimentario, indicando una profundización como ha quedado confirmado por la ordenación vertical profundizante observada en el registro estratigráfico para la secuencia A, que se asocia con el inicio del corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe (Leroy et al., 2000) y la apertura de la cuenca.

Según Iturralde-Vinent (1995) durante el Eoceno Superior tuvo lugar un fuerte levantamiento de la zona axial del Arco Volcánico Paleógeno (Sierra Maestra), confirmado por el acarreo de abundante material terrígeno a la cuenca, que constituye la Fm San Luís, proveniente de dicho arco. Además los gráficos geohistóricos muestran fuertes subsidencias negativas durante el Oligoceno Inferior, sugiriendo que el levantamiento también afectó a la cuenca y se prolongó en el tiempo.

Cabe destacar que las curvas de subsidencia correspondientes a la secuencia D muestran una evolución muy diferente entre la parte marina y terrestre de la cuenca. Las zonas 1 y 2, que se localizan en *onshore* (Fig. 6.2), están caracterizadas por mantener cierto equilibrio entre las tasas de subsidencia tectónica y total, hecho confirmado por la ordenación vertical somerizante de esta secuencia. En la Zona-3, localizada en el Golfo de Güacanáyabo, durante la sedimentación de la secuencia D las curvas de subsidencia presentan fuertes tasas de subsidencia tectónica y bajos valores de aporte sedimentario, lo que sugiere creación de espacio de acomodación, acumulación de sedimentos recientes y una clara tendencia vertical profundizante de esta secuencia.

6.1.2. Control de la sedimentación

De manera general, los factores que controlan la sedimentación en las cuencas sedimentarias son la tectónica, el eustatismo, la subsidencia, el aporte de sedimento y el clima. Además de la sedimentación, la relación entre alguno de estos procesos controla la arquitectura sedimentaria y la geometría del relleno sedimentario. Si bien estos parámetros no han sido cuantificados en esta Tesis, a continuación se discuten y analizan de manera cualitativa los principales

procesos que controlaron la sedimentación de las secuencias estratigráficas en la Cuenca Cauto-Güacanayabo durante el Eoceno Medio al Holoceno.

A pesar de la compleja evolución sufrida por la zona del Caribe desde el Jurásico Inferior hasta la actualidad, las reconstrucciones paleogeográficas indican que ya para el Eoceno Medio, coincidiendo con el inicio de la Cuenca Cauto-Güacanayabo, la placa Caribe y la actual isla de Cuba ocuparon una posición paleolatitudinal muy similar a la actual (Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999). El tránsito Eoceno-Oligoceno suele relacionarse con un cambio de las condiciones paleoclimáticas a nivel global de condiciones cálidas a más templadas, sin embargo el paleoclima durante la evolución de la Cuenca Cauto-Güacanayabo fue cálido y húmedo (tropical). Estas condiciones paleoclimáticas se ven reforzadas por la presencia de abundantes facies arrecifales presentes en todas las secuencias de la cuenca (A, B, C y D). No se disponen de datos paleoclimáticos de más detalle, por lo que variaciones cíclicas de corto período (ciclos climáticos de 5° orden) no pueden determinarse, aunque bien podrían haber contribuido a las variaciones en el aporte sedimentario detectadas en algunas secuencias.

Otro factor de control que no ha podido ser estudiado en profundidad ha sido el eustatismo. Por lo general, en este tipo de cuencas el control ejercido por el eustatismo suele quedar distorsionado por la fuerte influencia que ejerce la tectónica tanto en el control del nivel relativo del mar como de la evolución de la cuenca en general. Para tratar de ilustrar y poner de manifiesto la influencia del eustatismo en la evolución de la cuenca y de su relleno sedimentario se ha realizado una correlación entre la curva eustática propuesta por Haq et al. (1988) y el esquema estratigráfico de la Cuenca Cauto-Güacanayabo (Fig. 6.6). En este esquema se pone de manifiesto cómo, a pesar de que gran parte del relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacanayabo está constituido por depósitos de ambientes marinos someros y transicionales, y por lo tanto muy susceptibles a registrar las variaciones en el nivel absoluto del mar, estas variaciones son difíciles de detectar o han quedado parcialmente enmascaradas, al menos a la escala de subdivisión estratigráfica que ha permitido el análisis de los sondeos; sin embargo se observan algunas tendencias generales que pueden respaldar algunas características del relleno sedimentario.

Durante la sedimentación de la secuencia A se observa una tendencia general a la caída del nivel del mar, lo que daría como resultado una secuencia somerizante; sin embargo el registro sedimentario de esta secuencia evidencia una profundización de la cuenca durante este período. Esto implica que la subsidencia estuvo fuertemente controlada por factores tectónicos (ver Figs. 4.15, 4.16 y 4.17), mientras que las variaciones del nivel del mar tuvieron una influencia mínima.

El hiato correspondiente a la discontinuidad U-1 (de 36 a 29 Ma) coincide con un período de nivel alto del mar, aunque hacia techo se registra una caída brusca del nivel del mar del orden de los 150 metros que conjuntamente con factores tectónico pudo haber contribuido a la formación de esta discontinuidad.

Entre los 29 y los 13 Ma, período que coincide con la sedimentación de la secuencia B, no se aprecian variaciones bruscas del nivel del mar, lo que apoya la tendencia somerizante

sugerida para esta secuencia a partir del registro sedimentario y la evolución de la subsidencia.

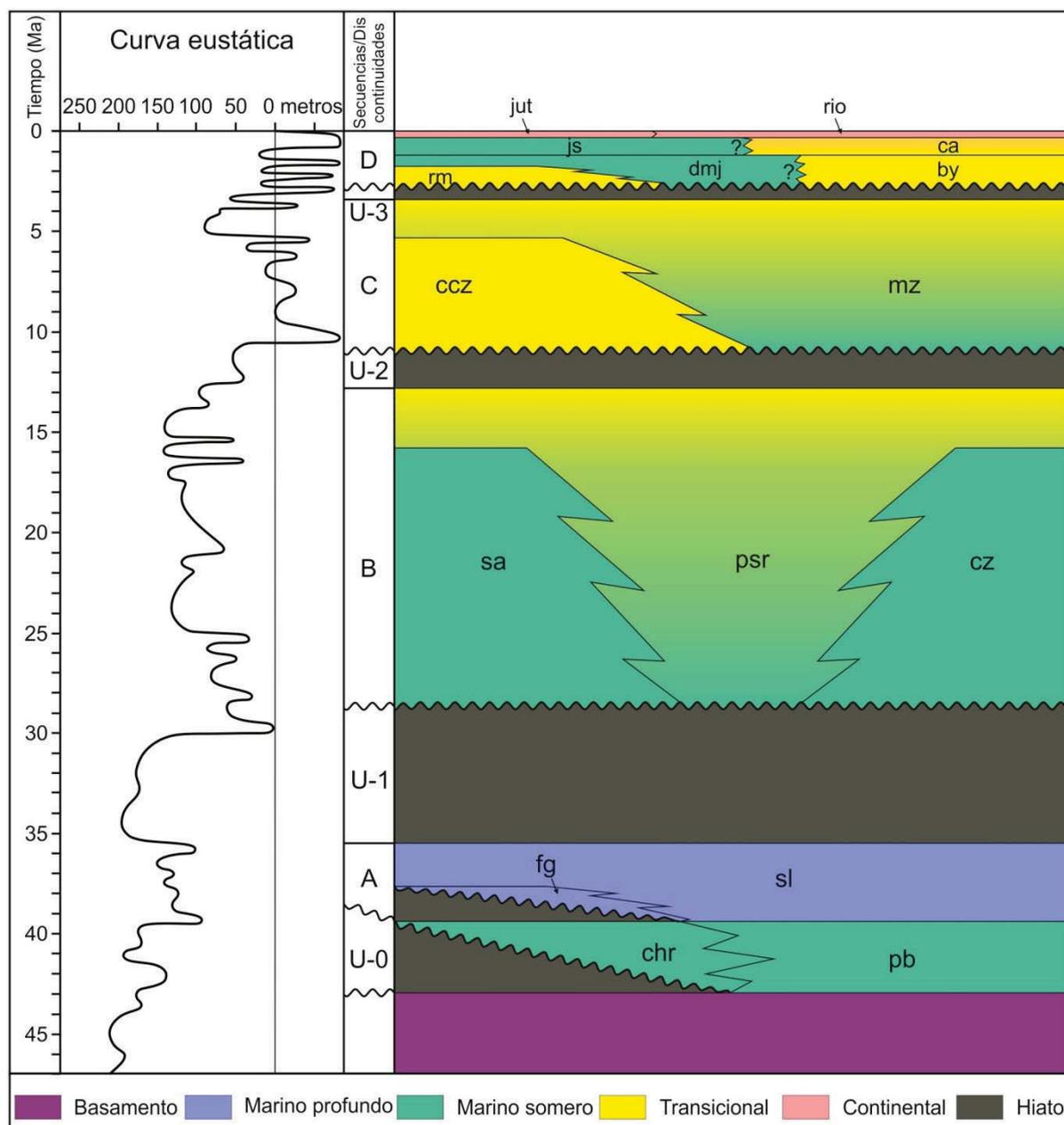


Figura 6.6. Esquema de correlación entre la estratigrafía propuesta en este trabajo para la Cuenca Cauto-Güacanayabo y la curva eustática para los últimos 45 Ma propuesta por Haq et al. (1988).

La discontinuidad (U-2) no coincide con una caída del nivel del mar, aunque ligeramente por encima (a los 11 Ma) se observa una caída de aproximadamente 100 metros. Desde los 11 a los 0 Ma no es posible establecer variaciones del nivel del mar que hayan ejercido algún control sobre el registro sedimentario, aunque esto no quiere decir que no hayan existido.

A modo general las discontinuidades presentes a escala de cuenca y que delimitan las secuencias no se correlacionan con un período de caída del nivel del mar. Tampoco la duración de los hiatos implicados ni de las secuencias se corresponden con los períodos de los

ciclos eustáticos. Por todo ello debemos deducir que tanto el control ejercido por el eustatismo como por el nivel relativo del mar, que sin duda debió de condicionar la sedimentación, es detectable en el registro sedimentario de la cuenca; al menos a la escala de trabajo a la que se ha podido subdividir el relleno de la Cuenca. Posiblemente con una descripción más detallada de los sondeos, que hubiese permitido un análisis de facies menos genérico y una bioestratigrafía más precisa, se hubiese podido poner de manifiesto discontinuidades menores que permitiesen la división en secuencias deposicionales. En cualquier caso, las discontinuidades establecidas en este trabajo deben relacionarse con procesos tectónicos, con la posible excepción de la discontinuidad superior (U-3).

De acuerdo con lo expresado a lo largo de esta Tesis, los principales factores que controlaron la sedimentación en la Cuenca fueron la tectónica, la subsidencia y el aporte de sedimento.

La sedimentación de la secuencia A durante el Eoceno Medio a Superior estuvo predominantemente controlada por procesos tectónicos relacionados, según Leroy et al (2000) con el inicio del corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe y la apertura de la cuenca. Dicho control es evidente en la Zona-2 y se manifiesta en forma de estratos de crecimiento (Figs. 4.1, 4.15, 4.16, 4.17). Adicionalmente, el análisis geohistórico también proporciona información sobre el control ejercido sobre la sedimentación por la subsidencia y el aporte sedimentario; durante este período, la Cuenca estuvo sometida a una subsidencia tectónica muy elevada y el aporte sedimentario fue relativamente bajo, con un balance neto a favor de la subsidencia y condicionando de este modo la organización vertical de la secuencia y la distribución de sus facies, que presentan una clara tendencia a la profundización.

Durante el Oligoceno Superior a Mioceno Medio la sedimentación de la secuencia B también estuvo controlada por procesos tectónicos según queda puesto de manifiesto por la existencia de estratos de crecimiento que se desarrollaron, principalmente, en la parte inferior de la secuencia (Figs. 4.15, 4.14), aunque en la Zona-2 las estructuras sintectónicas se encuentran a lo largo de toda la secuencia (Figs. 4.1, 4.17). Esta distribución de las estructuras sintectónicas confirma que durante la sedimentación de la secuencia B los procesos tectónicos se fueron atenuando progresivamente. Dicha atenuación coincide, según Iturralde-Vinent y MacPhee (1999) y Leroy et al. (2000) con el abandono de la actividad del corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe y la migración hacia el SE de las principales deformaciones hasta el límite actual de la placa Caribe (Falla Oriente). Como consecuencia de esta atenuación de la deformación tectónica se produjo una atenuación de la subsidencia tectónica, decantando el balance entre la subsidencia y la tasa de sedimentación a una posición de mayor equilibrio entre ambos factores, dando lugar a una organización vertical de la secuencia B no tan claramente definida, aunque con una cierta tendencia somerizante.

Los factores que controlaron la sedimentación de la secuencia C durante el Mioceno Medio al Plioceno Inferior nuevamente fueron, principalmente, factores tectónicos. En la Zona-1 se observan estratos de crecimiento asociados a la falla Cauto-Nipe (Figs. 4.1, 4.5, 4.6, 4.7). También se desarrollaron estratos de crecimiento en la Zona-2 (Fig. 4.17) que afectan, principalmente, la parte inferior de la secuencia. Dichas estructuras confirman que la sedimentación de la secuencia C estuvo controlada por procesos tectónicos que están

asociados a la actividad normal de la falla de desgarre (*strike slip*) Cauto-Nipe y la falla del límite NE de la cuenca. Además la parte inferior de la secuencia C (Fm Cabo Cruz) registra, principalmente en la Zona-1, una fuerte subsidencia tectónica que hacia la parte superior de la secuencia (Fm Manzanillo) tiende a atenuarse, mientras que la tasa de sedimentación permanece más o menos constante (Fig. 6.3). Consecuentemente el balance entre estos dos factores tiende de unas condiciones con predominio de la subsidencia en la base de la secuencia a otras de predominio de la sedimentación hacia techo de la misma, siendo la responsable de la organización vertical que presenta la secuencia C, con una tendencia claramente somerizante.

Durante la acumulación de la secuencia D (Plioceno Superior-Holoceno) los factores que controlaron la sedimentación dependen de la zona de la cuenca. Los gráficos geohistóricos elaborados a partir de los sondeos onshore (Zonas 1 y 2) muestran valores moderados tanto de la subsidencia como de la tasa de sedimentación, en una cierta relación de equilibrio, y la organización vertical de la secuencia muestra una evidente tendencia a la somerización, acabando en una colmatación de la cuenca y sedimentación de depósitos continentales hacia techo en la mayor parte de los casos. Sin embargo, en la Zona-3, que es la zona actualmente ocupada por el golfo de Güacananayabo, el valor de la subsidencia tectónica es muy superior a las zonas anteriores, mostrando el gráfico geohistórico (Fig. 6.5) un claro predominio de la subsidencia frente a la tasa de aporte sedimentario. En estas condiciones, la tendencia vertical de la secuencia D es la opuesta; es decir, en esta zona constituye una secuencia de profundización. La fase de fuerte subsidencia tectónica que ocurre en esta zona es contemporánea con la sedimentación de la Fm Río Maya, aunque en algunos casos es anterior (contemporánea con la Fm Manzanillo en el sondeo Pitajaya), y aunque en la Zona-3 la secuencia no muestra deformaciones importantes y no han sido observadas estructuras sintectónicas, es correlacionable con la actividad inversa de la falla de desgarre Cauto-Nipe.

6.1.3. Sistema petrolero

En el Orógeno Cubano se reconocen las provincias gasopetrolíferas Norte y Sur (Echevarría-Rodríguez et al., 1991). Como su nombre indica, la Provincia Norte ocupa la parte norte del orógeno y la Provincia Sur la parte sur. La Provincia Norte consta de un sistema petrolero probado; en cambio, en la Provincia Sur no se ha demostrado hasta la fecha la existencia de una roca madre.

La Cuenca Cauto-Güacananayabo forma parte de la Provincia Sur. En dicha cuenca se han documentado manifestaciones de hidrocarburos, tanto en superficie como en sondeos (Fig. 6.7). Estas manifestaciones sugieren que existió un sistema petrolero o, por lo menos, rocas madre.

Potenciales rocas madre

En el relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacananayabo no se ha determinado la existencia de rocas madre de hidrocarburos. Delgado-López (2003) analizó como posibles rocas madre las formaciones Charco Redondo, San Luís y Manzanillo, obteniendo valores de Carbono Orgánico Total (TOC) muy bajos a nulos (Tabla 6.1). Este mismo autor también

analizó muestras procedentes de las formaciones el Caney y Pílon y del Grupo El Cobre (Tabla 6.1), todas ellas pertenecientes al basamento de la Cuenca. Linares et al. (1998) también han propuesto como posibles rocas madre los sedimentos de las formaciones Manacal y Palma Mocha, de edad Cretácico Medio-Superior. Dichas formaciones afloran al sur de la Sierra Maestra y forman parte de la cuenca de trasarco del Arco Volcánico Cretácico. Sin embargo debe puntualizarse que los sedimentos del Cretácico no han sido cortados por los sondeos en la cuenca.

En resumen, los contenidos de Carbono Orgánico Total (TOC) de las posibles rocas madre muestran valores muy bajos a nulos, sugiriendo que estas formaciones no deben considerarse como potenciales rocas madre.

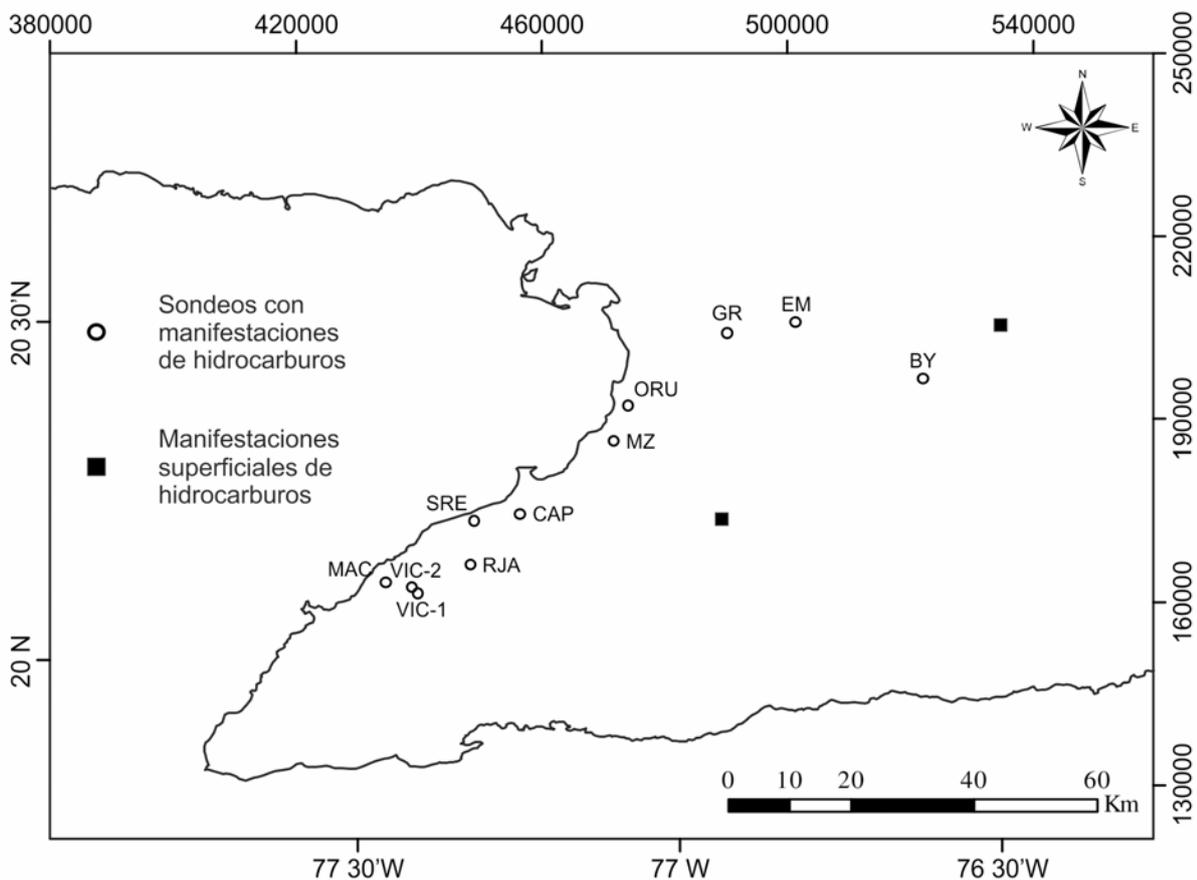


Figura 6.7. Mapa de ubicación de las manifestaciones de hidrocarburos en la Cuenca Cauto-Güacanayabo. Modificado de Linares et al. (2011).

Potenciales reservorios

En el relleno sedimentario las formaciones Charco Redondo, San Luís, Camazán y Sevilla Arriba muestran gran variedad litológica. Las litologías que predominan son: calizas biodetríticas, calizas arrecifales, brechas calcáreas y areniscas polimícticas entre otras. Aunque no se disponen de datos sobre los valores de la porosidad de estas unidades, se trata de litologías que suelen contener valores variables de porosidad de diversos tipos, siendo las más frecuentes la porosidad de fractura, la de disolución y la interpartícula. Además, en estas

formaciones se han registrado algunas de las manifestaciones de hidrocarburos de la cuenca (ver Anexo 1). Dichas características sugieren que, de manera muy general, las formaciones Charco Redondo, San Luís, Camazán y Sevilla Arriba pueden constituir potenciales reservorios. Álvarez-Castro et al. (2000) evaluaron cómo potenciales reservorios de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo las rocas del Cretácico Superior, que en esta investigación se consideran parte del basamento de la cuenca.

Tabla 6.1. Contenido de Carbono Orgánico Total de las posibles rocas madre de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo y su basamento, compilado a partir de López-Quintero et al. (1993, 1994), Aparicio et al. (1997), Balazs (1999) y Delgado-López (2003).

| Formación | Edad | TOC (%) promedio/máximo |
|----------------|--|-------------------------|
| Palma Mocha | Cretácico (Aptiense-Turoniense) | 0.12/0.31 |
| Manacal | Cretácico (Campaniense-Maestrictiense) | 0.2/0.2 |
| Gr. El Cobre | Paleoceno-Eoceno Medio | 0.2/0.2 |
| Pilón | Paleoceno-Eoceno Inferior | — |
| El Caney | Eoceno Medio | — |
| Charco Redondo | Eoceno Medio | 0.031/0.031 |
| San Luís | Eoceno Medio-Eoceno Superior) | 0.043/0.16 |
| Bitirí | Oligoceno Superior-Mioceno Inferior | — |
| Manzanillo | Mioceno Superior-Plioceno Inferior | — |

Potenciales rocas de sellado

En el relleno sedimentario de la cuenca son frecuentes los tramos potentes de rocas impermeables capaces de proporcionar sello. Especialmente las formaciones Manzanillo y Paso Real, que están constituidas por las litologías anteriormente mencionadas (calizas, calizas biodetríticas y areniscas polimícticas) que alternan con lutitas y margas. Estas formaciones alcanzan espesores superiores a los 1000 metros y se extienden por gran parte de la cuenca, principalmente la Fm Manzanillo, por lo que ambas son capaces de proporcionar sello y un cierto enterramiento. Según Álvarez-Castro et al. (2000) las rocas de sellado se corresponden con las unidades pre-Eoceno Medio, que forman parte del basamento de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo.

Potenciales trampas

En la Cuenca Cauto-Güacanáyabo se reconocen varias estructuras que pueden constituir trampas de hidrocarburos. Dichas estructuras incluyen pliegues anticlinales, fallas, bloques inclinados, acuñamientos, truncamientos y posiblemente arrecifes (Figs. 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.8,

4.17). La mayoría de estas estructuras han sido perforadas y no han revelado la existencia de hidrocarburos.

En resumen, el principal elemento del sistema petrolero no reconocido en la Cuenca es la existencia de una roca madre bien documentada. Sin embargo, las numerosas manifestaciones de hidrocarburos reconocidas tanto en el subsuelo como en superficie en la Cuenca Cauto-Güacananayabo constituyen un indicio de la existencia de rocas madre. A pesar que las múltiples campañas de exploración realizadas hasta el presente no han revelado la existencia de hidrocarburos; consideramos que los elementos del sistema petrolero podrían encontrarse a mayor profundidad. El sondeo más profundo de la cuenca alcanza los 3 km (GR) y no corta los sedimentos del Cretácico. Esto implica que las estructuras prospectivas cabría encontrarlas a profundidades superiores a los 3 km. Álvarez-Castro et al. (1995, 2000) sugieren que a pesar de que el potencial generador de las rocas del Cretácico (Fms Palma Mocha y Manacal) no ha podido ser evaluado con fiabilidad por tratarse de muestras de superficie meteorizadas, es posible que en el subsuelo estas secuencias sí contengan suficiente materia orgánica, debido a variaciones laterales en las condiciones de sedimentación. También es posible que las rocas madre sean otras secuencias del Cretácico ubicadas a mayor profundidad, no aflorantes en superficie.

6.2. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Las estructuras principales que afectan al relleno sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo están relacionadas con la actividad de la falla de desgarre (*strike slip*) siniestro Cauto-Nipe y el corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe. Dichas estructuras han condicionado la evolución de la cuenca.

En la Cuenca Cauto-Güacanáyabo se han desarrollado estructuras compresivas y extensivas (Figs. 4.25, 6.8). Dichas estructuras se localizan en diferentes zonas de la cuenca y están asociadas a regímenes transpresivos y transtensivos locales (ver Capítulo 4). En la Zona-1 (Fig. 4.1) se desarrollan, principalmente, estructuras compresivas entre las que se encuentran: pliegues, fallas reactivadas y fallas inversas (Figs. 4.4, 4.5, 4.6). Los pliegues tienen orientaciones NE-SO y ENE-OSO. Las fallas reactivadas muestran direcciones ENE-OSO y las fallas inversas, probablemente, tengan orientaciones NO-SE. Estas estructuras indican una compresión aproximadamente N-S (Fig. 6.9).

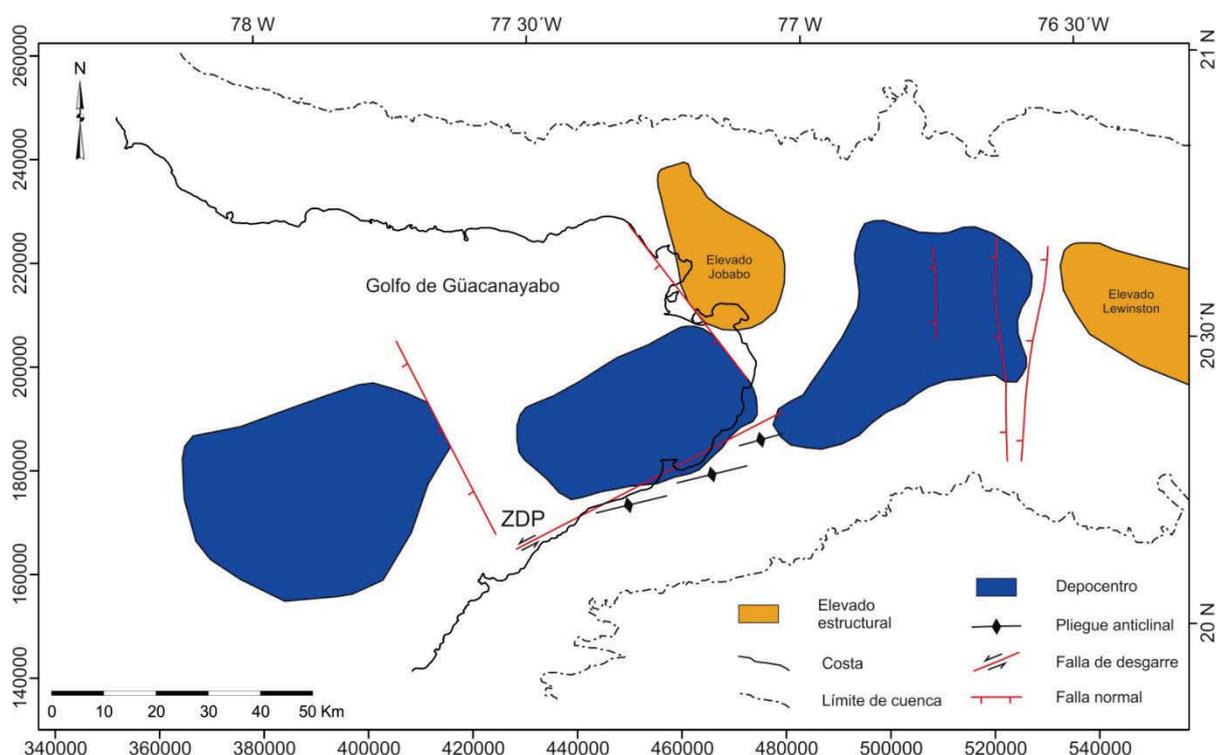


Figura 6.8. Esquema estructural simplificado de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo. Muestra los depocentros, los elevados estructurales y los pliegues escalonados. Además de la Zona de Desplazamientos Principales (ZDP) de la falla Cauto-Nipe.

En la Zona-2 se desarrollaron, principalmente, estructuras extensivas y algunas compresivas (Figs. 4.1, 4.14, 4.15, 4.16, 4.17). Las fallas normales tienen orientaciones N-S, NE-SO y posiblemente NO-SE, y buzan aproximadamente hacia el SO. Las fallas normales indican una extensión aproximadamente E-O y posiblemente ENE-OSO (Fig. 6.9). En la Zona-3 apenas se observan deformaciones (Figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21, 4.22, 4.23).

6.2.1. Evolución de la deformación

La evolución estructural de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo ha quedado registrada en el relleno sedimentario. Como síntesis de lo desarrollado en el Capítulo 4 se puede concluir que dicha evolución se desarrolló en tres fases principales (Fig. 6.9). La primera fase de deformación abarca el período Eoceno Medio-Mioceno Medio. En esta fase se distinguen dos regímenes tectónicos diferentes que afectan zonas diferentes: uno compresivo en la Zona-1 y otro extensivo en la Zona-2. Las estructuras compresivas tienen orientaciones ENE-OSO y las extensivas N-S, NE-SO, y posiblemente NO-SE (esta última orientación visible únicamente en el mapa gravimétrico). Durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior la parte oriental de la cuenca (Zona-2; Fig. 4.1) experimentó una importante subsidencia (Figs. 4.15, 4.16, 4.17) asociada a la extensión. Esta subsidencia se mantuvo durante el Oligoceno Superior-Mioceno Medio; aunque fue disminuyendo progresivamente. La extensión produjo fallas normales y surcos subsidentes asociados a una dirección de máxima extensión E-O o posiblemente ENE-OSO. Desde el Eoceno Medio hasta el Mioceno Medio la parte suroeste de la cuenca experimentó compresión (Zona-1; Figs. 4.1, 4.2, 4.3). Esta compresión produjo pliegues pequeños y un componente inverso en el desplazamiento de la falla sinistral Cauto-Nipe. Dichas estructuras están asociadas a una dirección de máximo acortamiento N-S. Durante el Eoceno Medio-Mioceno Medio el bloque sur de la cuenca experimentó levantamiento y basculación hacia el ONO (Zona-2; Figs. 4.1, 4.3, 4.4, 4.5).

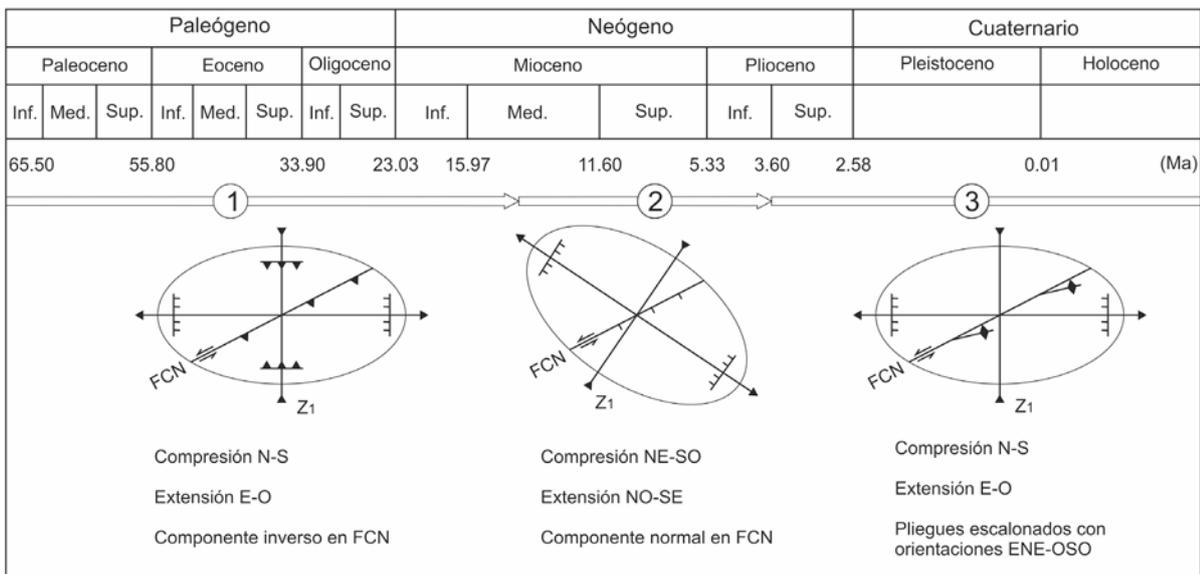


Figura 6.9. Esquema simplificado de las fases de deformación de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo, compilado de Rojas-Agramonte et al. (2008). Muestra las direcciones de los esfuerzos principales y la falla Cauto-Nipe (FCN).

La primera fase de deformación (Eoceno Medio-Mioceno Medio) es la fase principal de todas las registradas en el corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe. Los autores que han estudiado la Cuenca de Caimán sugieren que la actividad principal del corredor Güacanáyabo-Nipe tuvo lugar durante el Eoceno Medio-Oligoceno Inferior (Leroy et al., 2000).

La segunda fase de deformación abarca desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Inferior (Fig. 6.9). Durante esta fase las deformaciones fueron menores. Se reactivó la falla siniestra Cauto-Nipe con un componente normal (Figs. 4.5, 4.6), asociada a un régimen transtensivo local. Los esfuerzos compresivos se orientaron en dirección NE-SO y los extensivos en dirección NO-SE.

La tercera fase de deformación abarca desde el Plioceno Superior hasta el Holoceno (Fig. 6.9). Durante esta fase se desarrollaron dos regímenes tectónicos diferentes en zonas diferentes: uno compresivo y otro extensivo. El compresivo localizado en la parte SO de la cuenca (Zona-1 en Fig. 4.1) y el extensivo en la parte NE (Zona-2). Las estructuras compresivas tienen orientaciones ENE-OSO y las extensivas N-S y posiblemente NO-SE. La compresión produjo pliegues asociados a una dirección de máximo acortamiento N-S. La extensión generó fallas normales asociadas a una dirección de máxima extensión E-O o posiblemente ENE-OSO.

6.2.2. Implicaciones de los resultados para la evolución de Cuba Oriental

Las deformaciones registradas en la Cuenca Cauto-Güacanayabo son el resultado de diferentes acontecimientos tectónicos que afectaron a Cuba Oriental desde el Eoceno Medio hasta el Cuaternario.

Durante el Eoceno Medio-Mioceno Medio (primera fase en Fig. 6.9) el límite entre las placas Caribe y Norteamericana adquirió la configuración actual. En el Eoceno Medio se inició la actividad del corredor tectónico Güacanayabo-Nipe, que según Leroy et al., (2000) dejó de ser activo en el Oligoceno Inferior, pero que según nuestros datos mantuvo cierta actividad hasta el Plioceno Inferior (Fig. 4.17; Vázquez-Taset et al., 2012). Durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior terminó la colisión de Cuba Oriental con la plataforma de Bahamas (Iturralde-Vinent, 1994, 1998). La transición Eoceno-Oligoceno estuvo dominada por un levantamiento general y por la retirada de los mares en toda Cuba (MacPhee e Iturralde-Vinent, 1995; Miller et al., 1996; Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999; Rojas-Agramonte et al., 2008). Este levantamiento quedó registrado por los sedimentos siliciclásticos (Fms Farallón Grande y San Luís) depositados en la cuenca durante el Eoceno Medio-Superior. El análisis de la subsidencia sugiere que el levantamiento se mantuvo hasta el Oligoceno Superior (Figs. 6. 3, 6.4, 6.5). A partir del Oligoceno Inferior comienza a funcionar la falla Oriente, como resultado del cambio de los esfuerzos en la placa Caribe, y su posterior evolución fue la responsable de la separación de La Española de Cuba Oriental, que ocurrió durante el Mioceno Inferior (Leroy et al., 2000; Rojas-Agramonte et al., 2005, 2006). Las deformaciones desarrolladas durante el Eoceno Medio-Mioceno Medio en la Cuenca Cauto-Güacanayabo son coherentes con las estructuras mayores que afectaron a Cuba Oriental. Durante este periodo de tiempo en la Sierra Maestra se ha documentado tanto extensión como compresión (Rojas-Agramonte et al., 2008).

A partir del Mioceno Medio y hasta el Holoceno (segunda y tercera fase en Fig. 6.7) las deformaciones registradas en la cuenca muestran un cambio en la compresión de NE-SO a N-S o posiblemente a NO-SE. Durante este periodo en la Sierra Maestra se registran varias

direcciones de compresión (NO-SE, NE-SO y E-O). Dichas deformaciones están asociadas con la actividad transformante de la falla Oriente (Rojas-Agramonte et al., 2008).

6.2.3. La falla Cauto-Nipe

La falla de desgarre siniestro Cauto-Nipe tiene una orientación ENE-OSO y separa los bloques Cuba Central y Oriental (Fig. 2.2). Esta falla no ha sido directamente observada, sino que ha sido inferida a partir, principalmente, de datos gravimétricos (Valencio, 1964; Bush y Shcherbakova, 1986; Fig. 3.1). Asociado a esta falla se ha desarrollado el corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe, que incluye las cuencas Cauto-Güacanáyabo, Cacocum y Nipe. Dichas cuencas han registrado la evolución de la falla y del corredor tectónico desde el Eoceno Medio hasta el Cuaternario.

La traza en superficie de la falla Cauto-Nipe, normalmente, se ha hecho coincidir con el límite entre el Arco Volcánico Paleógeno y la Cuenca Cauto-Güacanáyabo (Fig. 2.2). A pesar que ninguna de las secciones sísmicas corta este límite (Fig. 3.3); las evidencias (estructurales y estratigráficas) muestran que la máxima deformación se localiza a lo largo de la costa oriental del Golfo de Güacanáyabo (Figs. 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8). Las evidencias más visibles de la actividad siniestra de la falla Cauto-Nipe se localizan en la Zona-1 (Figs. 4.1, 4.25, 6.8) donde se observa un sistema de pliegues anticlinales y fallas reactivadas dispuestas *en échelon* con un escalonamiento dextro (Figs. 4.5, 4.6). También los depocentros de la cuenca se encuentran ligeramente escalonados (Fig. 6.8). Al este del Elevado de Caimán se observan algunas crestas y fallas escalonadas con igual dirección (Rosencrantz, 1990), que se pueden considerar la prolongación hacia el sur del corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe (Cruz-Orosa, 2012c).

Las estructuras escalonadas desarrolladas en la costa del Golfo de Güacanáyabo forman parte de la Zona de Desplazamientos Principales (ZDP) de la falla Cauto-Nipe. Dichas estructuras confirmarían que la falla Cauto-Nipe tiene una orientación ENE-OSO y un movimiento de desgarre siniestro.

6.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

6.3.1. Clasificación de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo

La Cuenca Cauto-Güacanáyabo es una cuenca de desgarre (*strike slip basin*) asociada al corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe. Tomando como referencia la clasificación propuesta por Nilsen y Sylvester (1995; Fig 1. 8), esta cuenca puede considerarse como una cuenca poligenética. También es posible que haya evolucionado como una cuenca de terminación de fallas (*transtensional fault-termination basin*; Fig. 1.9).

Los sedimentos de la secuencia A (Eoceno Medio-Eoceno Superior) registran una rápida evolución y subsidencia de la cuenca. Dichos sedimentos contienen series siliciclásticas y turbidíticas entre las que tienen lugar abruptos cambios laterales y verticales de facies y espesores (Figs. 5.8, 5.10). Las secuencias B, C y D (Oligoceno Superior-Holoceno) registran varios procesos de somerización. Dichas secuencias están constituidas, principalmente, por series carbonatadas y/o arcillosas, y en menor medida terrígenas.

El registro sedimentario indica una evidente compartimentalización de la cuenca (ver esquemas Figs. 5.1, 5.2), con bloques relativamente hundidos y bloques relativamente levantados, donde unidades muy jóvenes se disponen directamente sobre el basamento y, de manera general, una mayor extensión areal de las secuencias superiores. Estas características del relleno sedimentario junto con las estructuras presentes en la cuenca (ver Capítulo 4) son coherentes con la consideración de que la Cuenca Cauto-Güacanáyabo es una cuenca de desgarre. Dicha cuenca muestra un fuerte control tectónico, principalmente durante el Eoceno Medio-Eoceno Superior, y a partir del Oligoceno se registra una disminución progresiva de la actividad tectónica

6.3.2. Evolución de los Corredores tectónicos del Orógeno Cubano

El Orógeno Cubano es el resultado de la convergencia oblicua entre las placas del Caribe y Norteamericana, que tuvo lugar durante el Cretácico Superior-Eoceno Medio. Asociado a este proceso se desarrollaron varios corredores tectónicos que dividieron el orógeno en bloques estructurales. Dichos corredores se localizan entre las fallas Hondo y Oriente e incluyen a Pinar-Varadero, La Trocha y Güacanáyabo-Nipe (Fig. 2.2). El origen de estos corredores tectónicos fue consecuencia de la convergencia oblicua que dio lugar a la formación simultánea del Orógeno Cubano y de las cuencas Yucatán y Caimán (Cruz-Orosa, 2012c). Los corredores tectónicos constituyeron límites tectónicos importantes y han registrado la evolución de los bloques estructurales.

La falla Pinar y el corredor Pinar-Varadero constituyen el límite entre los bloques Cuba Occidental y Central (Fig. 2.2). El corredor Pinar-Varadero se desarrolló durante el Eoceno Medio como resultado de la soldadura del bloque Cuba Occidental al margen continental de Norteamérica y de la extensión SO-NE en la Cuenca Yucatán (Pindell et al., 2005).

El corredor tectónico La Trocha separa los bloques Las Villas y Camagüey, en Cuba Central (Fig. 2.2), y se extiende hacia el sur por la cuenca de Yucatán. Dicho corredor fue el primero en formarse y ha sido activo desde el Paleoceno (Pindell et al., 2005; Cruz-Orosa, 2012a). Su

origen está relacionado con la extensión NO-SE de la Cuenca Yucatán, que tuvo lugar durante el Paleoceno.

El corredor tectónico Güacananayabo-Nipe separa los bloques Cuba Central y Oriental. Este corredor se formó durante el Eoceno Medio como consecuencia de la apertura de la Cuenca Caimán, asociada a la extensión sub-longitudinal que tuvo lugar en el límite de las placas Caribe y Norteamericana (Leroy et al., 2000; Cruz-Orosa, 2012c). Durante el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior se inicia el abandono progresivo del corredor tectónico (Leroy et al., 2000; Vázquez-Taset et al., 2012). En la Cuenca Cauto-Güacananayabo se registra sedimentación sintectónica desde el Eoceno Medio hasta el Plioceno Inferior, lo que sugiere que el corredor tectónico mantuvo cierta actividad hasta el Plioceno Inferior.

La edad de las estructuras sintectónicas registradas en los corredores Pinar-Varadero, La Trocha y Güacananayabo-Nipe evidencian que la colisión-acreción del orógeno cubano con el margen de las Bahamas fue diacrónica, migrando hacia el este (Cruz-Orosa, 2012c).

6.3.3. Estructura de los bloques Cuba Oriental y Central

Los bloques tectónicos ubicados a ambos lados del corredor tectónico Güacananayabo-Nipe (Cuba Central y Oriental; Figs. 2.2, 6.10) presentan características estructurales diferentes que son el resultado de una evolución tectónica diferente. A continuación se resumen las principales características de los bloques Cuba Central (Las Villas) y Cuba Oriental.

El vulcanismo del cretácico registrado en Cuba Central está constituido por varias series magmáticas superpuestas, de diferentes edades (Díaz de Villalvilla, 1997; Rojas-Agramonte et al., 2011). En cambio, en Cuba Oriental existen evidencias geoquímicas y estratigráficas (Proenza et al., 2006 e Iturralde-Vinent et al., 2006) que sugieren la existencia de varios arcos volcánicos durante el Cretácico Superior (García-Casco et al., 2006).

En Cuba Oriental se localizan rocas volcánicas del Cretácico metamorfizadas (El Purial; Fig. 2.2). Estas metavulcanitas muestran un metamorfismo que alcanza las facies de esquistos verdes y azules, y están recubiertas tectónicamente por ofiolitas (Boiteau et al., 1972; Cobiella-Reguera et al., 1977; Somin y Millán-Trujillo, 1981; Millán-Trujillo et al., 1985). Las secuencias del Purial constituyen la continuación hacia el este del arco volcánico Cretácico de Cuba Central (Iturralde-Vinent, 1996b). El metamorfismo de estas secuencias ocurrió durante el Cretácico Superior (Somin et al., 1992; Iturralde-Vinent et al., 2006). Otro rasgo particular de Cuba Oriental es la existencia de rocas metamórficas supuestamente pertenecientes al margen de las Bahamas (Terreno Asunción; Figs. 2.2, 2.3; Iturralde-Vinent, 1997, 1998; García-Casco et al., 2006), aunque García-Casco et al. (2008) las consideran parte del terreno Caribeana. El terreno Asunción está constituido por mármoles, cuarcitas y filitas, con algunas intercalaciones de metabasaltos y metaradiolaritas (Somin y Millán-Trujillo, 1972; Cobiella-Reguera et al., 1977, 1984a, b; Gyarmati, 1983; Millán-Trujillo y Somin, 1985; Millán-Trujillo et al., 1985, Millán-Trujillo, 1997a, b; García-Casco et al., 2008). Dichas rocas han sido datadas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Millán-Trujillo et al., 1985; Millán-Trujillo y Somin, 1985a, b), sin embargo se desconoce la edad del metamorfismo.

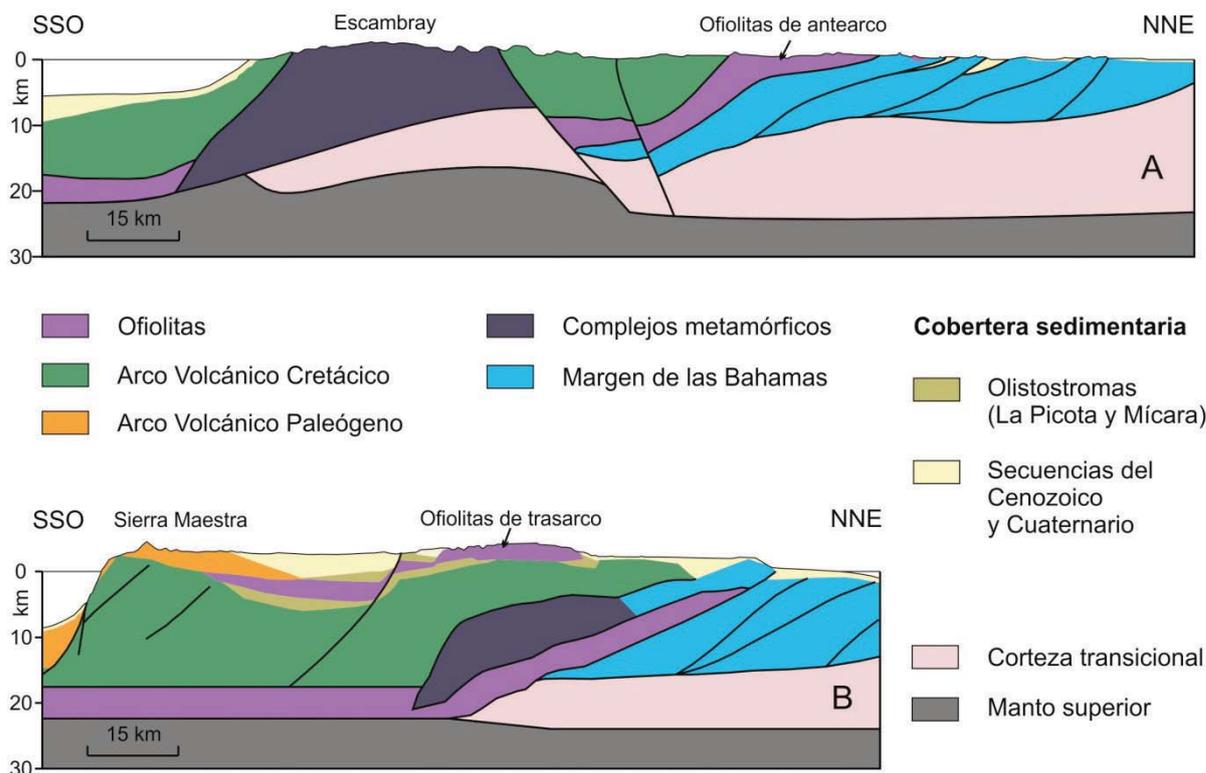


Figura 6.10. Cortes geológicos de Cuba Central (A) y Cuba Oriental (B). Muestran las relaciones estructurales de las unidades tectónicas, modificado de Pushcharovsky (1988), Otero et al. (1998), Moreno-Toiran (2003), Sommer (2009) y Cruz-Orosa (2012c). Ver localización en la Fig. 2.2.

Las secuencias ofiolíticas de Cuba Central y Oriental se desarrollaron en ambientes diferentes (García-Casco et al., 2006, 2008). Las de Cuba Central se formaron en un ambiente de antearco y las de Cuba Oriental en uno de trasarco. También es diferente la estructura de las ofiolitas: Las de Cuba Central se presentan en forma de *mélanges* tectónicas asociadas a rocas volcánicas, plutónicas y metamórficas (García-Casco et al., 2006); mientras que en Cuba Oriental aparecen como un complejo ofiolítico casi completo, aunque desmembrado tectónicamente (Proenza et al., 1999, 2003 y Marchesi et al., 2006). Su proceso de emplazamiento también ha sido diferente (Fonseca et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1996a; Lewis et al., 2006): En Cuba Central las ofiolitas cabalgan sobre las secuencias de Bahamas y están cabalgadas por las rocas volcánicas del Cretácico; en Cuba Oriental las ofiolitas yacen tectónicamente sobre las secuencias del arco volcánico del Cretácico (Proenza et al., 2006; Marchesi et al., 2006) y están cubiertas por el arco volcánico del Paleógeno. La edad del emplazamiento de las ofiolitas de Cuba Oriental data del Campaniense Superior-Maastrichtiense. Dicha edad se ha establecido a partir de los sedimentos sintectónicos de las formaciones La Picota y Mícará.

Las ofiolitas de Cuba Oriental tienen asociadas *mélanges* de rocas metamórficas de alta presión (La Corea y Sierra del Convento). Según Lázaro et al. (2009) y Blanco-Quintero et al. (2010) estas *mélanges* forman parte del mismo sistema de subducción.

El arco volcánico del Paleógeno es exclusivo de Cuba Oriental y aflora con orientación E-O en la Sierra Maestra. Las secuencias de este arco muestran afinidad toleítica (Cazañas et al.,

1998; Kysar et al., 1998; Kysar, 2001; Rojas-Agramonte et al., 2004) y se han desarrollado sobre el arco volcánico Cretácico (Pushcharovsky et al., 1989a, b; Iturralde-Vinent, 1994). Las secuencias vulcano-sedimentarias situadas al norte de la Sierra Maestra forman parte de la cuenca de trasarco del arco Paleógeno (Iturralde-Vinent, 1994, 1998). Este arco es el resultado de una zona de subducción local desarrollada al sur de Cuba Oriental (Kysar et al., 2001). Esta subducción es diferente a la que desarrolló el vulcanismo del Cresta de Caimán (Lewis et al., 2005 y Kysar et al., 2009), aunque el vulcanismo de ambas zonas es coetáneo.

Las características de los bloques Cuba Central y Oriental sugieren una evolución tectónica similar hasta el Cretácico Superior (Campaniense; Cruz-Orosa, 2012c). A partir del Campaniense Cuba Oriental evolucionó de manera diferente.

6.3.4. Síntesis de la evolución del Caribe Noroccidental desde el Eoceno Medio

Esta síntesis está basada en datos publicados por diferentes autores e incluye los resultados de este trabajo. Las estructuras geológicas presentes en la placa del Caribe, que está constituida principalmente por corteza oceánica, son coherentes con su origen en el Pacífico y con su migración hacia el noreste. En el Caribe Noroccidental se reconocen las estructuras que participaron en la configuración del límite norte de la placa Caribe. Entre estas estructuras destacamos las siguientes: los bloques Yucatán y Bahamas, el Orógeno Cubano, las cuencas de Yucatán y Caimán, y el Elevado de Caimán (Figs. 2.1, 6.11). Yucatán y las Bahamas son bloques continentales que siempre han formado parte de la placa Norteamericana. El Orógeno Cubano es el resultado de la colisión entre las placas del Caribe y Norteamericana, y está compuesto por elementos tanto continentales como oceánicos imbricados y acrecionados al margen de las Bahamas. En el sistema de pliegues y cabalgamientos de la parte norte del Orógeno Cubano se reconocen rocas correspondientes tanto a las secuencias de Yucatán como a las de Bahamas. Las de Yucatán están restringidas a Cuba Occidental mientras que rocas pertenecientes a las secuencias de las Bahamas están presentes en Cuba Central y quizás también en Cuba Oriental. El orógeno está atravesado por un sistema de fallas oblicuas que funcionaron como corredores tectónicos importantes. Dichos corredores constituyen los límites de los bloques estructurales del Orógeno Cubano.

El corredor tectónico Güacanayabo-Nipe inició su desarrollo en el Eoceno Medio (Fig. 6.11A) como consecuencia de la apertura de la cuenca (*pull-apart*) de Caimán (Leroy et al., 2000) y funcionó como un límite activo de tipo transformante entre las placas Caribe y Norteamericana. Durante este periodo Cuba Oriental y la Española continuaban unidas y moviéndose hacia el NNE. Al mismo tiempo, y coincidiendo con el final de la colisión entre la placa Caribe y la plataforma de las Bahamas, finalizó el vulcanismo Paleógeno (Iturralde-Vinent, 1994, 1998).

A partir del Eoceno Superior la actividad del corredor empieza a disminuir y los movimientos principales se desplazaron hacia el sur, hasta la posición que hoy ocupa la falla Oriente. El levantamiento y erosión del arco Paleógeno (Sierra Maestra) ha quedado registrado en los sedimentos siliciclásticos de las Fms Farallón Grande y San Luís (Rojas-Agramonte et al., 2008) situados al norte de la Sierra Maestra.

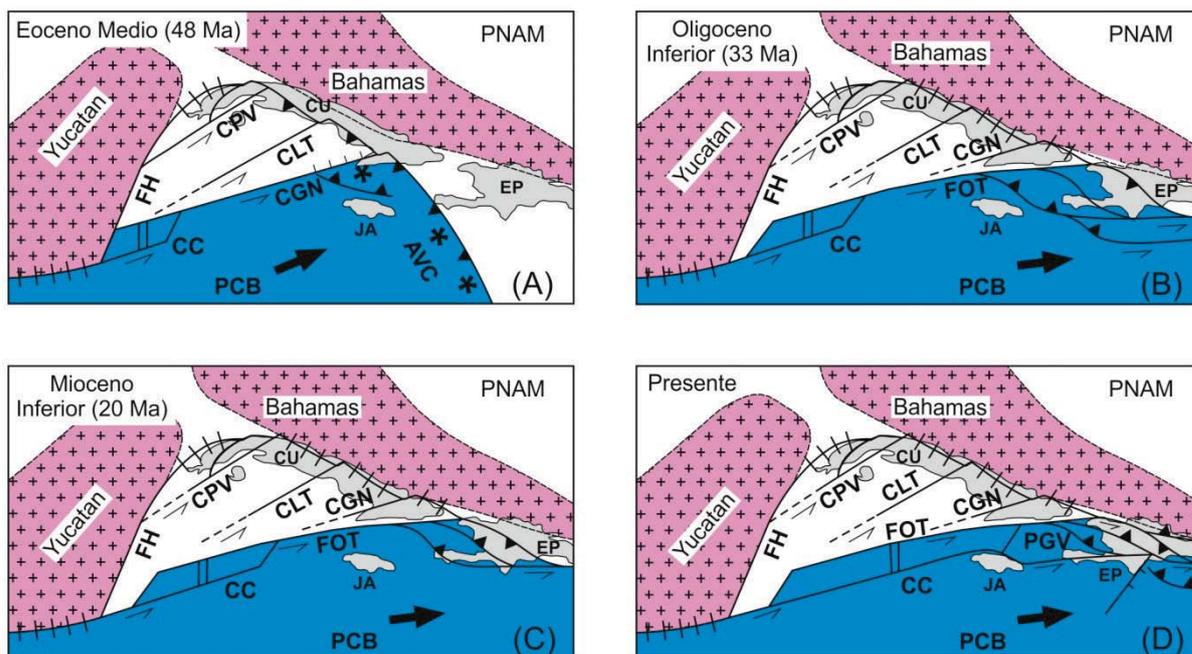


Figura 6.11. Modelo geológico del Caribe Occidental, modificado de Pindell et al. (2005), Leroy et al. (2000) y Vázquez-Taset et al. (2012). Placas Caribe (PCB) y Norteamericana (PNAM), Fallas Hondo (FH) y Oriente (FOT), Arco Volcánico Caribeño (AVC), Corredores Tectónicos Pinar-Varadero (CPV), La Trocha (CLT) y Güacanayabo-Nipe (CGN), Cuenca Caimán (CC), la microplaca Gonave (PGV), Orógeno Cubano (CU), La Española (EP) y Jamaica (JA). Las islas se han representado en su posición actual.

Durante el Oligoceno Inferior (Fig. 6.11B) el bloque Cuba Oriental quedó acrecionado a la placa Norteamericana y dejó de moverse hacia el NE. La actividad en el corredor tectónico Güacanayabo-Nipe disminuyó notablemente y se concentró en la falla Oriente (Leroy et al., 2000; Rojas-Agramonte et al., 2008). Dicho proceso implicó un cambio en la dirección de desplazamiento de la placa del Caribe que pasó a ser hacia el Este (Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999) durante el Oligoceno Superior (Leroy et al., 2000). El límite de placa migró localmente hacia el sur con la iniciación de la subducción al sur de la Española (Leroy et al., 2000). A pesar de lo dicho anteriormente, algunos autores consideran que la colisión de Cuba Oriental y el inicio de la falla Oriente tuvieron lugar durante el Oligoceno Superior (Iturralde-Vinent y Gahagan, 2002).

Durante el Mioceno Inferior (Fig. 6.11C) la Cuenca Caimán continuó abriéndose y la placa del Caribe siguió moviéndose hacia el Este. La separación de Cuba Oriental y La Española comenzó en este periodo como consecuencia de los movimientos transcurrentes que tuvieron lugar en la falla Oriente (Leroy et al., 2000). Dicha separación terminó en el Mioceno Medio (Rojas-Agramonte et al., 2008). Durante el Mioceno Superior el movimiento transformante se desplazó hacia el sur (Leroy et al., 2000), permitiendo la formación de la microplaca Gonave (Rosencrantz y Mann, 1991).

Actualmente el límite norte de la placa Caribe (Fig. 6.11D) está formado por una amplia zona con desplazamientos sinistros que se extiende desde el sur de Yucatán hasta la Española. La migración de la convergencia desde el sur de La Española hacia la fosa de Puerto Rico,

situada más al este, y los movimientos de desgarre del norte de La Española son consecuencia de la indentación/colisión del Elevado de Beata (Heezen et al. 1985; Mauffret y Leroy 1999). El Elevado de Beata está constituido por corteza continental y se extiende desde el sur de La Española hacia el suroeste.

La colisión oblicua y progresiva que tuvo lugar en el Caribe Noroccidental durante el Cretácico terminal y parte del Paleógeno favoreció la formación del Orógeno Cubano y su segmentación (Malfait y Dinkelman, 1972; Mann et al., 1995; Gordon et al., 1997; Leroy et al., 2000). La segmentación dio lugar a distintos bloques tectónicos que se acrecionaron progresivamente de oeste a este a la placa Norteamericana (Cruz-Orosa, 2012c), y por lo tanto, el límite de placas migró progresivamente hacia el este. El Caribe Noroccidental funcionó como un sistema de microplacas como resultado de todo este proceso.

Las fallas de Cauto-Nipe y Oriente limitan el bloque Cuba Oriental. La transferencia de la actividad entre dichas fallas fue progresiva y ambas fueron activas simultáneamente durante un periodo de tiempo. Las deformaciones recientes observadas en la Cuenca Cauto-Güacanayabo demuestran que aún persiste una cierta actividad en la falla de Cauto-Nipe. Así pues, la acreción del bloque Cuba Oriental a las Bahamas es todavía incompleta.

7. CONCLUSIONES

La Cuenca Cauto-Güacanáyabo es una de las cuencas de tipo *strike-slip* poligenéticas que se desarrolló en relación con el corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe, en la parte suroccidental del mismo. La sedimentación en la cuenca se desarrolló sobre un basamento principalmente constituido por las rocas volcánicas de los arcos volcánicos del Cretácico y del Paleógeno, y en menor medida, por rocas sedimentarias y, posiblemente, ofiolitas. La cuenca se inició en el Eoceno Medio, después que finalizó el magmatismo del Arco Volcánico del Paleógeno en la Sierra Maestra y la acreción del Orógeno Cubano a la placa Norteamericana. La cuenca registra espesores de sedimentos superiores a los 2500 metros.

El registro sedimentario de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo ha sido subdividido en cuatro secuencias limitadas por discontinuidades. De base a techo, las secuencias han sido denominadas como: A, B, C y D, y las discontinuidades que las delimitan como U-0, U-1, U-2 y U-3.

La secuencia A está delimitada en su base por la discontinuidad U-0, aunque localmente puede encontrarse en continuidad estratigráfica con el basamento. Su edad es de Eoceno Medio y Superior, y está formada por los depósitos siliciclásticos de ambientes marinos someros y profundos que constituyen las Fms Charco Redondo, Puerto Boniato, Farallón Grande y San Luís. La organización vertical de esta secuencia constituye una clara secuencia de profundización que registra el proceso de inicio y formación de surcos fuertemente subsidentes y el levantamiento y erosión de la Sierra Maestra. Los gráficos geohistóricos corroboran que esta secuencia está caracterizada por valores elevados de subsidencia tectónica y valores bajos de los aportes sedimentarios. La secuencia A muestra tres depocentros y alcanza espesores superiores a los 900 ms (TWT). Dos de los depocentros presentan geometrías más o menos rectangulares y el tercero es alargado en dirección NE-SO.

La secuencia B está delimitada en su base por la discontinuidad U-1, que se relaciona con la fase de levantamiento y erosión que, de manera generalizada, afectó a la totalidad de la isla de Cuba. Su edad es de Oligoceno Superior a Mioceno Medio, y está constituida por depósitos típicos de plataforma marina (Fms Sevilla Arriba, Paso Real, Camazán y Güines). Esta secuencia no muestra una organización vertical clara, aunque la tendencia más general es la de somerización y colmatación de la cuenca. Los gráficos geohistóricos señalan que durante este período la tasa de subsidencia tectónica fue menor mientras que el aporte sedimentario creció, tendiendo a equilibrarse ambos parámetros. La secuencia B muestra dos depocentros con formas rectangulares y alcanza espesores superiores a los 700 ms (TWT).

La secuencia C está delimitada en su base por la discontinuidad U-2 y es de edad Mioceno Medio a Plioceno Inferior. Está constituida por los depósitos carbonatados de ambientes marinos someros a litorales de las Fms Cabo Cruz y Manzanillo y se organiza verticalmente formando una secuencia con tendencia somerizante. Los gráficos geohistóricos reflejan que durante la sedimentación de la secuencia C la cuenca estuvo sometida a valores superiores de subsidencia tectónica y de aporte sedimentario que los de la secuencia precedente (B), pero manteniendo la tendencia al equilibrio entre subsidencia y sedimentación. La parte suroeste de la cuenca (Zona-1) fue la zona con mayor tasa de subsidencia tectónica de la cuenca durante el Mioceno Medio-Superior, llegando a valores similares a los de la fase inicial (secuencia A),

si bien estos valores tienden a tenuarse hacia la parte superior de la secuencia. La secuencia C contiene un único depocentro, de morfología alargada en dirección NE-SO que alcanza espesores superiores a los 800 ms (TWT).

La secuencia D, de edad Plioceno Superior a Holoceno, está delimitada en su base por la discontinuidad U-3. Esta secuencia está constituida por depósitos marinos someros, transicionales y continentales (Fms Río Maya, Dátil, Bayamo, Cauto, Jaimanitas, Villarroja, Río Macío y Jutía, y la unidad informal Marga Demajagua). Los gráficos geohistóricos ponen de manifiesto un comportamiento diferente para distintas zonas de la cuenca. En los sondeos que se ubican en el Golfo de Güacanayabo (Zona-3) la secuencia D e incluso en algunos casos (sondeo PIT), parte de la anterior secuencia C, han estado sometidos a una fuerte subsidencia tectónica, mientras que en el resto de la cuenca los valores de la subsidencia han sido claramente inferiores, propiciando de esta manera que la organización vertical de esta secuencia en la zona de onshore sea claramente somerizante, pasando de sedimentos marinos someros a transicionales y finalmente continentales. La secuencia contiene dos depocentros alargados en dirección NE-SO y alcanza espesores superiores a los 350 ms (TWT).

La estructura de la Cuenca Cauto-Güacanayabo está controlada por la falla de desgarre siniestro Cauto-Nipe. Se desarrollaron estructuras compresivas y extensivas sincrónicas, asociadas a regímenes transpresivos y transtensivos locales. La cuenca ha sido dividida en tres zonas con estilos tectónicos diferentes: Zona-1, Zona-2 y Zona-3. La Zona-1 ocupa la parte suroeste de la cuenca, y en ella predominan las estructuras compresivas entre las que se encuentran pliegues con orientaciones NE-SO y ENE-OSO y fallas reactivadas con orientaciones ENE-OSO. La Zona-2 se localiza en la parte noreste de la cuenca y está caracterizada, principalmente, por estructuras extensivas. Estas estructuras incluyen fallas normales con orientaciones N-S, NE-SO y posiblemente NO-SE. La Zona-3 se localiza al norte de la Zona-1, ocupando la mayor parte del golfo de Güacanayabo, y en ella apenas se observan deformaciones. Estas zonas coinciden con las definidas a partir del análisis de la subsidencia

La evolución estructural de la Cuenca Cauto-Güacanayabo se desarrolló en tres fases principales: La primera fase de deformación abarca desde el Eoceno Medio hasta el Mioceno Medio. Durante este periodo tuvo lugar un régimen tectónico compresivo en la Zona-1 y otro extensivo en la Zona-2. Las estructuras compresivas están asociadas con una dirección de acortamiento N-S y las extensivas con una extensión E-O o ENE-OSO. La segunda fase abarca desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Inferior. Durante este periodo tuvo lugar la reactivación normal de la falla de desgarre Cauto-Nipe, asociado a un régimen transtensivo. Los esfuerzos compresivos estuvieron orientados en dirección NE-SO y los extensivos en dirección NO-SE. La tercera fase abarca desde el Plioceno Superior hasta el Holoceno. Durante este periodo se desarrolló un régimen tectónico compresivo en la Zona-1 y uno extensivo en la Zona-2. Las estructuras compresivas están asociadas con una dirección de acortamiento N-S y las extensivas con una extensión E-O o ENE-OSO.

El corredor tectónico Güacanayabo-Nipe es el más joven de los corredores oblicuos del Orógeno Cubano. Inició su desarrollo en el Eoceno Medio como consecuencia de la apertura

de la cuenca *pull-apart* de Caimán y funcionó como un límite de placas activo de tipo transformante (Vázquez-Taset et al., 2012). A partir del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior se inició el abandono del corredor tectónico Güacanáyabo-Nipe y la transferencia de la mayor parte de los desplazamientos a la falla Oriente (Vázquez-Taset et al., 2012). Las deformaciones de la cuenca Cauto-Güacanáyabo y los estratos de crecimiento de edad Eoceno Medio-Plioceno Inferior confirman que la disminución de la actividad del corredor tectónico fue progresiva. La acreción del bloque Cuba Oriental al margen de las Bahamas todavía no se ha completado.

A pesar de que se han registrado indicios de petróleo tanto en superficie como en algunos de los sondeos, el potencial petrolero de la Cuenca Cauto-Güacanáyabo no está demostrado. Las muestras recogidas en superficie de las formaciones cretácicas Palma Mocha y Manacal, y cenozoicas Charco Redondo, San Luís, Manzanillo, El Caney, Pión y el Grupo El Cobre muestran valores de TOC muy bajos. El sondeo más profundo alcanza los 3 km (GR) pero no corta los sedimentos del Cretácico. Es posible que en el basamento de la cuenca las formaciones Palma Mocha y Manacal tengan un potencial generador más elevado que en superficie o que haya rocas madre pertenecientes a secuencias del Cretácico que no afloran en superficie. Los posibles yacimientos de hidrocarburos podrían estar relacionados con trampas estructurales y estratigráficas (pliegues anticlinales fallados, bloques inclinados, acuñaientos, estructuras en flor, sellos contra fallas, truncamientos y posiblemente arrecifes). Es posible que las estructuras prospectivas se encuentren a profundidades superiores a los 3 km.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aarons, J. A. 1957. A study of the Tertiary overlap south of Holguín. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recurso Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Alcina de la Núez, P., et al. 1968. Consideraciones geológicas acerca de las posibilidades de producción comercial de hidrocarburos en el área del Cauto. *Revista Tecnológica*, 6(1-2), 33-57.
- Allen, P. A., Allen, J. R. 2005. Basin analysis: principles and applications. Segunda edición, Blackwell Publishing, 549 p.
- Álvarez-Castro, J., y otros. 1995. Evaluación del potencial de explotación de los Bloques 20, V, VI, VII, Cuenca del Cauto y Ana María. La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, inédito.
- Álvarez-Castro, J., y otros. 2000. Evaluación de Leads para la exploración, Tercera Etapa. La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, inédito.
- Andó, J., Kozak, M., Jakus, P., Ríos, Y. 1988. Desarrollo estructural del arco insular volcánico cretácico en la región de Holguín. *Minería y Geología*, 6(I), 33-55.
- Andó, J., Harangi, Sz., Szkmány, By., Dosztály, L. 1996. Petrología de la asociación ofiolítica de Holguín. En M. A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. International Geological Correlation Program, Project 364, Contribution, 1. IUGS/UNESCO, Miami, Florida, 154-178.
- Aparicio, A., y otros. 1997. Resultados de análisis geoquímicos, bloques 20 y 22. Genoil. La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, inédito.
- Arden, D. D. 1975. Geology of Jamaica and the Nicaraguan Rise. En A. I. M. Nairn, F. G. Stehli (eds.). *The Ocean Basins and Margins*, 3, 617-661, Plenum, New York.
- Aydin, A., Nur, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91-105.
- Aydin, A., Nur, A. 1985 The types and roles of stepovers in strike-slip tectonics. En K. T. Biddle y N. Christie-Blick (eds.). *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37, 35-44.
- Babushkin, V., y otros. 1990. Informe de los trabajos de levantamiento geológico-geofísicos a escala 1: 50 000 y búsquedas acompañantes en el municipio especial Isla de la Juventud en colaboración con la URSS. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Balazs, B. 1999. Source rocks and reservoirs of Southern Cuba. Geological field trip Block V. Sherrit International Oil & Gas Limited. La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, inédito.
- Bates, R. L., Jackson, J. A. 1987. Glossary of geology. Primera edición, American Geological Institute, Alexandria, 788 p.
- Beckmann, J. P. 1958. Paleontological correlation between the wells Vicana-2, Macaca-1, Santa Regina y Campechuela-1. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recurso Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.

- Bermúdez, P. J. 1950. Contribución al estudio del Cenozoico Cubano. *Memorias de la Sociedad Cubana de Historia Natural*, 19, 205-375.
- Bermúdez, P. J. 1961. Las formaciones geológicas de Cuba. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Berggren, W. A., 1973. The Pliocene time scale: calibration of planktonic foraminiferal and calcareous nannoplankton zones. *Nature* 243, 391-397.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III, C. C., Aubry, M. P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol (eds.). *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology*: SEPM Special Publication, 54, 129-212.
- Berggren, W. A., Pearson, P. N. 2005. A revised tropical and subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *J. Foramin. Res.* 35, 279-298.
- Biju-Duval, B., Bizon, G., Mascle, A., Muller, C. 1982. Active margin processes: field observation in southern Hispaniola. En J. S. Watkins y C. L. Drake (eds.). *Studies in Continental Margin Geology*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 34, 325-344.
- Bird, D. E., Hall, S. A., Casey, F. J., Millegan, P. S. 1999. Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to present. En P. Mann (ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*. Elsevier, Amsterdam, 4, 389-416.
- Blanché, L. 1957. Progress report of the field work in San German and Nipe basin areas, Oriente province. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Blanco, S., Fernández, G., Fernández, J., Flórez, E., Sánchez, J. R. 1988. Zonaciones cubanas de los principales grupos de fósiles de importancia estratigráfica. La Habana, Cuba, Comité Nacional Cubano del P.I.C.G 165, 45, inédito.
- Blanco-Quintero, I. F., García-Casco, A., Rojas-Agramonte, Y., Rodríguez-Vega, A., Lázaro, C., Iturralde-Vinent, M. A. 2010. Metamorphic evolution of subducted hot oceanic crust (La Corea mélangé, Cuba). *American Journal of Science*, 310, 889-915.
- Boiteau, A., Michard, A., Saliot, P. 1972. Métamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 274(D), 2137-2140.
- Bolli, H. M., Beckmann, J. P., Saunders, J. B. 1994. Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region. Cambridge University Press, 408 p.
- Bouysse, P., Andrieff, P., Richard, M., Baubron, J. C., Mascle, A., Maury, R. C., Westercamp, D. 1985. Aves Swell and northern Lesser Antilles ridge: rock-dredging results from ARCANTE 3 cruise. En A. Mascle (ed.). *Geodynamique des Caraïbes*. Technip, Paris, 65-76.
- Bouysse, P. 1988. Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleogene. *Tectonophysics*, 149, 121-143.

- Bralower, T. J., Iturralde-Vinent, M. A. 1997. Micropaleontological Dating of the Collision between the North American Plate and the Greater Antilles Arc in Western Cuba. *Palaios*, 12, 133-150.
- Brezsnyánszky, K., Iturralde-Vinent, M. A. 1983. Paleogeografía del Paleógeno de Cuba Oriental. En E. Nagy, K. Brezsnyanzsky, A. Brito, D. Cautin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati, G. Y. Radócz, P. Jakus (eds.). *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica, 115-126.
- Brödermann, J. 1940. Determinación geológica de la Cuenca Vento. *Revista de la Sociedad Cubana de Ingeniería*, 34, 272-315.
- Bruce, C. L. 1958. Litologías de varios pozos de la cuenca del Cauto. La Habana, Cuba, Archivo Grupo Hidráulico del DAP, inédito.
- Burbank, D. W., Vergés, J. 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 99(B10), 20281-20297.
- Burchfield, B. C., Stewart, J. H. 1966. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77, 439-442.
- Bush, V. A., Shcherbakova, I. N. 1986. New data on the deep tectonic of Cuba. *Geotectonics*, 20, 192-203.
- Byrne, D. B., Suarez, G., McCann, W. R. 1985. Muertos Trough subduction-microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, 420-421.
- Cabrera, M., Peñalver, L. L. 2001. Contribución a la estratigrafía de los depósitos cuaternarios de Cuba. *Revista C. & G.*, 15 (3-4), 37-49. SEG. AEQUA. Geofoma Ediciones.
- Cabrera, M. 2011. Los depósitos cuaternarios del territorio marino de Cuba. *Minería y Geología*, 27(3), 1-25.
- Calais, E., Perrot, J., De Lepinay, B. M. 1998. Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. En J. F. Dolan y P. Mann (eds.). *Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean plate boundary zone*. Geological Society of America, Special Paper, Boulder, Colorado, 326, 125-141.
- Calais, E., Mazabraud, Y., De Lepinay, B. M., Mann, P., Mattioli, G., Jansma, P. 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the north-eastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 29(18), 3-1.
- Carbó, A., Córdoba, D., Martín Dávila, J., ten Brink, U., Herranz, P., Von Hildebrandt, C., Payero, J., Muñoz Martín, A., Pazos, A., Catalán, M., Granja, J. L., Gómez, M., GEOPRICO-DO Working Group. 2005. New marine geophysical survey explores active tectonics at north-eastern Caribbean plate boundary. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, 86(51), 537-540.
- Case, I. E., Holcombe, T. L., Martin, R. G. 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. *Geological Society of America Memoir*, 162, 1-30.

- Cazañas, X., Proenza, J. A., Matietti Kysar, G., Lewis, J., Melgarejo, J. C. 1998. Rocas volcánicas de las series Inferior y Media del Grupo El Cobre en la Sierra Maestra (Cuba Oriental): volcanismo generado en un arco de islas tholeítico. *Geologica Acta*, 33, 57-74.
- Christie-Blick, N., Biddle, K. T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. En N. Christie-Blick y K. T. Biddle (eds). *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. SEPM Special Publication, 37, 1-34.
- Cobiella-Reguera, J. L., Campos, M., Boiteau, A., Quintas, F. 1977. Geología del flanco sur de la Sierra del Purial. *La Minería de Cuba*, 3, 54-62.
- Cobiella-Reguera, J. L. 1978a. Una mélange en Cuba oriental. *La Minería en Cuba*, 4, 46-51.
- Cobiella-Reguera, J. L. 1978b. Algunos rasgos de la Geología de Cuba Oriental. *Ciencias Técnicas*, 3, 7-21.
- Cobiella-Reguera, J. L. 1979. La Formación El Cobre. *La Minería en Cuba*, 5, 17-21.
- Cobiella-Reguera, J. L., Rodríguez, J., Campos, M. 1984a. Posición de Cuba oriental en la geología del Caribe. *International Geological Congress, resumes*, 27(3), 166-167.
- Cobiella-Reguera, J. L., Quintas, F., Campos, M. y Hernández, M. 1984b. Geología de la Región central y Suroriental de la Provincia de Guantánamo, Editorial Oriente, Santiago de Cuba, 125 p.
- Cobiella-Reguera, J. L. 1988. El vulcanismo paleogénico cubano. *Apuntes para un nuevo enfoque*. *Revista Tecnológica*, 18, 25-32.
- Cobiella-Reguera, J. L. 2005. Emplacement of Cuban Ophiolites. *Geologica Acta*, 3, 273-294.
- Cobiella-Reguera, J. L. 2009. Emplacement of the northern ophiolites of Cuba and the Campanian-Eocene geological history of the northwestern Caribbean-SE Gulf of Mexico region. *Geological Society of London, Special Publication*, 328, 315-338.
- Cruz-Gámez, E. M., Maresch, W. V., Cáceres-Govea, D., Balcázar, N. 2007. Significado de las paragénesis de anfíboles en metagabros relacionados con secuencias de margen continental en el NW de Cuba. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 318-327.
- Cruz-Orosa, I., Sàbat, F., Ramos, E., Vázquez-Taset, Y. M. 2012a. Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates. *International Geology Review*, 54, 876-906.
- Cruz-Orosa, I., Sàbat, F., Ramos, E., Rivero, L., Vázquez-Taset, Y. M. 2012b. Structural evolution of the La Trocha fault zone: Oblique collision and strike-slip basins in the Cuban Orogen. *Tectonics*, 31, TC5001.
- Cruz-Orosa, I. 2012c. Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno cubano: Implicaciones para la exploración de hidrocarburos. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 218 p.
- David, K. L. 1994. Puerto Rico and Virgin Islands. En S. K. Donovan y T. A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An Introduction*. The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica, 151-167.

- Daviess, S. N., Woodring, W. R. 1955. Reporte final sobre el mapa fotogeológico de la zona de Manzanillo-Bayamo. Mapa geológico, interpretación fotogeológica del área y planes. La Habana, Cuba, Archivo Grupo Hidráulico del DAP, inédito.
- Delgado-López, O. 2003. Resultados Rock Eval de las muestras de superficie tomadas en la Cuenca del Cauto, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, inédito.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(2), 425-478.
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P. 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion, *Geophysical Research Letters*, 27, 437-440.
- DeMets, C., Wiggins-Grandison, M. 2007. Deformation of Jamaica and motion of the Gonave microplate from GPS and seismic data. *Geophysical Journal International*, 168, 362-378.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. 1998. Transpression and transtension zones. En J. F. Dewey, R. E. Holdsworth, R. A. Strachan (eds.). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 135, 1-14.
- Díaz de Villalvilla, L. 1997. Caracterización geológica de las formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias en Cuba central, provincias Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus. En G. F. Furrázola-Bermúdez y K. E. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba, 325-344.
- Domínguez, R., Toucet, S., Aballí, P., Prol, J., Miró, G. 1999. Resultados de las últimas investigaciones geofísicas para petróleo llevadas a cabo en la Cuenca sur de Cuba. La Habana, Cuba, Empresa de Geofísica.
- Donnelly, T. W. 1989. Geologic history of the Caribbean and Central America. En A. W. Bally y A. R. Palmer (eds.). *The Geology of North America-An Overview*. Geological Society of America, Boulder, 299-321.
- Draper, G., Barros, J. A. 1994. Cuba. En S. K. Donovan y T. A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An Introduction*. The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica, 65-86.
- Draper, G., Jackson, T. A., Donovan, S. K. 1994. Geologic Provinces of the Caribbean Region. En S. K. Donovan y T. A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An Introduction*. The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica, 3-13.
- Draper, G. 2001. The southern metamorphic terranes of Cuba as metamorphic core complexes exhumed by low-angle extensional faulting?. *Transactions, IV Congreso de Geología y Minería, GEOMIN 2001, La Habana (CD-ROM)*.
- Ducloz C., Vaugnat, M. 1962. A propos de l'age des serpenitites de Cuba. *Archives de Science Societe de Physique et Histoire Naturell de Geneve*, 15, 309-332.
- Echevarría-Rodríguez, G., Hernández-Pérez, G., López-Quintero, J. O., López-Rivera, J. G., Rodríguez-Hernández, R., Sánchez-Arango, J. R., Socorro-Trujillo, R., Tenreyro-Pérez, R., Yparraguirre-Peña, J. L. 1991. Oil and gas exploration in Cuba. *Journal of Petroleum Geology*, 14, 259-274.

- Edwards, I. L. 1950. Geology of the Cauto basin, Oriente province, Cuba. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recurso Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Einsele, G. 2000. Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. Segunda edición, Springer-Verlag, Berlín, 792 p.
- Fernández, G., Blanco, S., Fluegeman, R. H. 1999. Paleocene-Eocene planktonic foraminiferal biostratigraphy of western Cuba. *Micropaleontology*, 45(2), 27-43.
- Fonseca, E., Zelepugin, V. N., Heredia, M. 1985. Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonic*, 19, 321-329.
- Fox, P. J., Heezen, B. C. 1985. Geology of the Caribbean crust. En A. E. M. Nairn y F. G. Stehli (eds.). *The Ocean Basins and Margins, The Gulf of Mexico and Caribbean*. Plenum, New York, 3, 421-466.
- Franco-Alvarez, G. L. 1976. En E. Nagy, K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Coutin, F. Formell, P. Gyarmati, P. Jakus, G. Y. Radócz. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito.
- Franco-Alvarez, G. L. 1983. Columna geológica del Terciario en el golfo de Güacanayabo. En E. Nagy, K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Cautin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati, G. Y. Radócz, P. Jakus (eds.). *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica, 127-133.
- Franco-Alvarez, G. L., Radócz, G. Y. 1983. Acerca de los sedimentos marinos recientes. En E. Nagy, K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Cautin, F. Formell, P. Gyarmati, P. Jakus (eds.). *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica, 163-168.
- Franco-Alvarez, G. L., Nagy, E., Radócz, G. Y. 1983. Desarrollo de las facies coralinas desde el Oligomioceno hasta el Reciente en Cuba Oriental. En K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Cautin, F. Formell, P. Gyarmati, P. Jakus (eds.). *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica,
- Franco-Alvarez, G. L., Acevedo-González, M., Alvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barriento-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera-Castellano, M., Cabrera-Ortega, R., Carassou-Aragán, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., de Albear, J. F., de Huelbes-Alonso, J., de la Torre-Callejas, A., Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores-García, R., Florez-Abín, E., Fonseca-Pedraza, E., Furrázola-Bermúdez, G. F., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R.A., Gutiérrez-Domech, M. R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera-Hernández, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver-Hernández, L. L., Perera-Falcón, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Piñeiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Puszczolkowski, A., Brezsnianszky, K., Slavov, I., and Myczynski, R. 1994. Léxico estratigráfico de Cuba. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito, 658 p.

- Furrazola-Bermúdez, G. F., Judoley, C. M., Mijailovskaya, M. S., Miroljubov, Y. S., Novojatsky, I. P., Núñez-Jiménez, A., Sokolova, J. B. 1964. *Geología de Cuba*. La Habana, Cuba, 239 p.
- Gallagher, K., Lambeck, K. 1989. Subsidence, sedimentation and sea-level changes in the Eromanga Basin, Australia. *Basin Research*, 2, 115-131.
- García-Casco, A., Torres Roldán, R. L., Millán-Trujillo, G., Monié, P., Haissen, F. 2001. High-grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos Terrane (W. Cuba): Evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean collisional belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 699-715.
- García-Casco, A., Torres Roldán, R. L., Millán-Trujillo, G., Monié, P., Schneider, J. 2002. Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, northern serpentinite melange, Cuba: A record of tectonic instability during subduction?. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 581-598.
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R. L., Iturralde-Vinent, M. A., Millán-Trujillo, G., Núñez Cambra, K. E., Lázaro Calisalvo, C., Rodríguez Vega, A. 2006. High-pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta*, 4, 63-88.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., Pindell, J. 2008. Latest Cretaceous Collision/Accretion between the Caribbean Plate and Caribena: Origin of Metamorphic Terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, 50(9), 781-809.
- Gómez, J., et al. 1998. INFOPET.GIS: Metodología para el establecimiento de una aplicación GIS de carácter general, Proyecto Nacional escala 1: 250000, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, inédito.
- Gordon, M. B. 1990. The Chortis Block is Continental, Pre-Mesozoic Terrane. En D. K. Larue, G. Draper (eds.). *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*, Miami Geological Society, 7-11 August 1989, Chistianstead, St. Croix, 505-512.
- Gordon, M. B., Mann, P., Cáceres, D., Flores, R. M. 1997. Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary zone in western Cuba. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5), 10055-10082.
- Gyarmati, P. 1983. Las formaciones metamórficas de Cuba oriental. En E. Nagy, K. Bresznyanzsky, A. Brito, D. Cautin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati, G. Y. Radócz, P. Jakus (eds.). *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica, 90-98.
- Hall, C. S. 1958. Güacanayabo. Sumario de informaciones geológicas y geofísicas. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recurso Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Hall, S. A., Yeung, T. 1980. A study of magnetic anomalies in the Yucatan Basin. En W. Snow, N. Gil, R. Llinas, R. Rodríguez-Torres, M. Seaward e I. Tavares (eds.). *Transactions of the Ninth Caribbean Geological Conference*, August 16th-20th, Santo Domingo, Dominican Republic, 2, 519-526.

- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R. 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner (eds.). *Sea-Level changes: An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 71-108.
- Hatten, C. W. 1957. Geologic report on Sierra de los Órganos. La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Hatten, C., Schooler, C. H., Giedt, N. R., Meyerhoff, A. A. 1958. Geology of central Cuba and western Camaguey provinces. Chevron U.S.A., inédito, 220 p.
- Havison, R. B. 1957. Güacanayabo, área de Manzanillo. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recurso Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Heezen, B. C., Nesteroff, W. D., Rawson, M., Freeman-Lynde, R. P. 1985. Visual evidence for subduction in the western Puerto Rico trench. En A. Mascle (ed.). *Symp. 'Géodynamique Des Caraïbes'*. Technip, Paris, 5-8, 287-304.
- Hempton, M. R., y Barros, J. A. 1993. Mesozoic stratigraphy of Cuba: deposition architecture of a southeast facing continental margin. En J. L. Pindell y R. F. Perkins (eds.). Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region- A context for hydrocarbon exploration: Proceedings, Gulf Coast Section, SEPM Foundation 13th Annual Research Conference: Houston, Texas, Society for Sedimentary Geology (SEPM), 193-209.
- Holcombe, T. L., Vogt, P. R., Matthes, J., Murchison, R. R. 1973. Evidence for seafloor spreading in the Cayman trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 20, 357-371.
- Holcombe, T. L., Ladd, J. W., Westbrook, G. K., Edgar, N. T., Bowland, C. L. 1990. Caribbean marine geology; ridges and basins of the plate interior. En G. Dengo y J. E. Case (eds.). *The Geology of North America. The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, H, 231-260.
- Humboldt, A. 1826. Voyage aux regions equinoxiales du Nouveau Continent fait in 1799, 1800, 1801, 1802, 1803 et 1804. Gide, Paris, 2, 229-231.
- Ingersoll, R. V., Busby, C. J. 1995. Tectonics of sedimentary basins. En C. J Busby y R. V. Ingersoll (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Oxford, 1-52.
- Ipatenko, S. 1968. Informe sobre las investigaciones gravimétricas terrestres en la zona Cauto-Nipe (provincia de Oriente). La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, inédito.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1971. Correlación estratigráfica de los sedimentos del Neógeno de Cuba. *Revista Tecnológica*, 9(1), 15-19.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1972. Principales características de la estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Cuba. *Revista Tecnológica*, 10(3-4), 24-36.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1976. Estratigrafía de la zona Calabazas-Achotal. Parte I. La Minería en Cuba, 5, 9-23.

- Iturralde-Vinent, M. A. 1977. Estratigrafía de la zona Calabazas-Achotal. Parte II. La Minería en Cuba, 6, 32-40.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1990. Ophiolites in the geological structure of Cuba. *Geotektonika*, 4, 63-76.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1994. Cuban geology: A new plate-tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17(1), 39-70.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1995. Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. *Boletín Sociedad Venezolana de Geólogos*, 20(1-2), 75-80.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1996a. Geología de las ofiolitas de Cuba. En M. A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. International Geological Correlation Program, Project 364, Contribution, 1. IUGS/UNESCO, Miami, Florida, 83-120.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1996b. Cuba: el arco de islas volcánicas del Cretácico. En M. A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. International Geological Correlation Program, Project 364, Contribution, 1. IUGS/UNESCO, Miami, Florida, 179-189.
- Iturralde-Vinent, M. A., Millán-Trujillo, G., Korpas, L., Nagy, E., Pajón, J. 1996. Geological Interpretation of the Cuban K-Ar Data base. En M. A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. International Geological Correlation Program, Project 364, Contribution, 1. IUGS/UNESCO, Miami, Florida, 48-69.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1997. Introducción a la geología de Cuba. En G. F. Furrázola-Bermúdez y K. Nuñez Cambra (eds.) *Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba, 35-68.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1998. Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Geologica Acta*, 33(1-4), 9-56.
- Iturralde-Vinent, M. A., MacPhee, R. D. E. 1999. Paleogeography of the Caribbean region: implications for Cenozoic biogeography. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 238, 1-95.
- Iturralde-Vinent, M. A., Gahagan, L. 2002. Late Eocene to Middle Miocene Tectonic evolution of the Caribbean: Some principles and their implications for plate tectonic modelling. En T. A. Jackson (ed.). *Caribbean Geology into the Third Millennium: Transactions of the Fifteenth Caribbean Geological Conference*. Pear Tree Press Ltd., Jamaica, 47-62.
- Iturralde-Vinent, M. A. 2006. Meso-Cenozoic Caribbean paleogeography: Implications for the historical biogeography of the region. *International Geology Review*, 48, 791-827.
- Iturralde-Vinent, M. A., Díaz-Otero, C., Rodríguez-Vega, A., Díaz-Martínez, R. 2006. Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of Eastern Cuba. *Geologica Acta*, 4(1-2), 89-102.
- Iturralde-Vinent, M. A., Díaz-Otero, C., García-Casco, A., van Hinsbergen, D. J. J. 2008. Paleogene foredeep basin deposits of north-central Cuba: A record of arc-continent collision between the Caribbean and North American plates. *International Geology Review*, 50, 863-884.

- Jakus, P. 1976. En E. Nagy, K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Coutin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati y G. Y. Radócz (eds.). Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito.
- Jakus, P. 1983. Formaciones vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias de Cuba Oriental. En E. Nagy, K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Cautin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati, G. Y. Radócz, P. Jakus (eds.). *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica, 17-54.
- Kalinichenko, V., Ipatenko, S., Arjipov, V. 1982. Resultados del levantamiento gravimétrico marino en la parte oriental del Golfo de Güacanayabo durante los años 1979-1981. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, inédito.
- Kartashov, I. P., Mayo, N. A. 1972. Algunos resultados del estudio de los depósitos continentales del Cuaternario de Cuba Oriental. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, Serie Geológica, 9, 1-19.
- Kartashov, I. P., Mayo, N. A. 1974. Principales rasgos del desarrollo geológico de Cuba Oriental en el Cenozoico Tardío. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, publicación especial, 2, 165-173, .
- Kartashov, I. P., Mayo, N. A., Cherniajowski, A., Peñalver, L. L. 1976a. Descripción de algunas formaciones geológicas del Sistema Cuaternario de Cuba reconocidas recientemente. Serie Geológica, 26, 1-6.
- Kartashov, I. P., et al. 1976b. Esquema estratigráfico de los sedimentos Plioceno-Cuaternarios de la provincia de Oriente. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, inédito.
- Kearey, P. 1974. Gravity and seismic reflection investigations into the crustal structure of the Aves Ridge, eastern Caribbean. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 38, 435-448.
- Kenny, J. N. 1956. Reconnaissance geology of the central Cauto plain. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Kenny, J. N. 1957a. Stratigraphy on the eastern Cauto plain. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Kenny, J. N. 1957b. Estratigrafía del área de Babiney, Jiguaní. La Habana, Cuba, Archivo Grupo Hidráulico del DAP, inédito.
- Kenny, J. N. 1957c. Reporte completo del pozo Bayamo. La Habana, Cuba, Archivo Grupo Hidráulico del DAP, inédito.
- Kerr, A. C., Iturralde Vinent, M. A., Saunders, A. D., Babbs, T. L., Tarney, J. 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1581-1599.
- Kirby, C., y otros. 1956. Güacanayabo. Área de Campechuela. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.

- Khudoley, C. 1967. Principal features of Cuban geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51, 668-677.
- Korpas, L., Radócz, G. Y. En E. Nagy, K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Coutin, F. Formell, P. Gyarmati, P. Jakus, G. Y. Radócz. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito.
- Kozary, M. T., 1955a. Geologic map of Sierra Maestra 1:40 000. La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Kozary, M. T. 1955b. Reporte geológico preliminar de la cuenca de Nipe. La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Kozary, M. T. 1956a. Notes on the geology of the margins of the Güacanayabo bay area and the Cauto valley for aerial photographic studies. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Kozary, M. T. 1956b. Estratigrafía de Oriente. Catálogo de formaciones. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Kozary, M. T. 1957a. Informe de geología de la cuenca del Cautillo. Estratigrafía, situación , bloque diagrama y sección transversal de Babiney. La Habana, Cuba, Archivo Hidráulico del DAP, inédito.
- Kozary, M. T. 1957b. Geology of the Cautillo Basin. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Kozary, M. T. 1958a. Paleontología del pozo Cacocum-1. La Habana, Cuba, Archivo Hidráulico del DAP, inédito.
- Kozary, M. T. 1958b. Reporte geológico de la estratigrafía del Cauto-Sierra Maestra. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Kuman, V. E., Gavilán, R. R. 1965. Geología de Isla de Pinos. *Revista Tecnológica*, 3, 20-38.
- Kysar, G., Mortensen, J. K., Lewis, J. F. 1998. U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, Southeastern Cuba; implications for short-lived arc magmatism along the northern Caribbean margin. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 30(7), A185.
- Kysar, G. 2001. The role of magmatism in the evolution of the northern Caribbean margin, The Sierra Maestra (southern Cuba). Tesis doctoral. Universidad George Washington, 187 p.
- Kysar, G., Lewis, J. F., Pefit, M. R., Kamenov, G., Mortensen, J. K., Ulrich, T., Freidman, R. 2009. Granitoids with a continental affinity from the NW wall of the Cayman trench: Implications for Subduction Zone Magmatism in the Caiman, Sierra Maestra, N Chortis Block and Nicaraguan Rise. *Memorias de la Tercera Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias 2009*. La Habana, Cuba.
- Ladd, J. W., Worzel, J. L., Watkins, J. S. 1977. Multifold seismic reflection records from the northern Venezuela Basin and the north slope of Muertos Trench. En M. Talwani y W. C.

- Pitman (eds.). *Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins*. American Geophysical Union, Washington, D.C, 41-56.
- Ladd, J. W., Shih, T., Tsai, C.J. 1981. Cenozoic tectonics of central Hispaniola and adjacent Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, 466-489.
- Ladd, J. W., Holcombe, T. L., Westbrook, G. K., Terence Edgar, N. 1990. Caribbean marine geology; Active margins of the plate boundary. En G. Dengo y J. E. Case (eds.). *The Geology of North America. The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, H, 261-290.
- Laverov, N., Cabrera, R. 1967. Algunas particularidades de la geología de los alrededores del yacimiento El Cobre relacionados con su génesis. *Serie de Geología de la ACC*. 1(1),104-121.
- Lázaro, C., García-Casco, A., Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., Neubauer, F., Iturralde-Vinent, M. A. 2009. Fiftyfive-million-year history of oceanic subduction and exhumation at the northern edge of the Caribbean plate (Sierra del Convento mélangé, Cuba). *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 19-40.
- Lázaro, C., Blanco-Quintero, I. F., Rojas-Agramonte, Y., Proenza, J. A., Núñez Cambra, K., García-Casco, A. 2013. First description of a metamorphic sole related to ophiolite obduction in the northern Caribbean: Geochemistry and petrology of the Güira de Jauco Amphibolite complex (eastern Cuba) and tectonic implications. *Lithos*, 179, 193-210.
- Laznicka, P., Notak, P., Schovanek, J. 1970. Geología, Petrografía y Mineralogía de las pendientes meridionales de la Sierra Maestra, al oeste de Santiago de Cuba. *Serie Oriente*, 4, 1-46.
- Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P., Mercier de Lépinay, B. 2000. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 141(3), 539-557.
- Lewis, G. E., Straczek, J. A. 1955. Geology of South-Central Oriente province, Cuba. *U.S. Geological Survey Bulletin* 975(D), 171-336.
- Lewis, P. D. 1956. Surface reconnaissance of the western Sierra Maestra area. La Habana, Cuba, Archivo Hidráulico del DAP, inédito.
- Lewis, P. D. 1957. Estructura del área del norte de la bahía de Güacanayabo-Bayamo, Holguín, Victoria de las Tunas, San Pablo. La Habana, Cuba, Archivo Hidráulico del DAP, inédito.
- Lewis, J. F. 1990. Cuba. En G. Dengo y J. E. Case (eds.). *The Geology of North America. The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, H, 77-140.
- Lewis, J. F., Perfit, M. R., Kysar Mattiotti, G., Arevalo, R., Mortensen, J., Ulrich, T., Friedman, R., Kamenov, G. 2005. Anomalous granitoid compositions from the northwestern Cayman Trench: Implications for the composition and evolution of the Caman Ridge. En J. Schellekens (eds.). *Transactions of the 17th Caribbean Geological Conference*. University of Puerto Rico, Geology Department, 17-22 July 2005, San Juan, Puerto Rico, 49-50.

- Lewis, J., Draper, G., Proenza, J., Espaillet, J., Jimenez, J. 2006. Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean Region: a review of their occurrence, composition, origin, emplacement and NI-laterite soil formation. *Geologica Acta*, 4, 237-263.
- Linares, E., Osadchy, P., Dovbnia, A., Gil, S., García, D., García, L., Zuazo, A., Gonzalez, R., Bella, V., Brito, A., Bush, W., Cabrera, M., Capote, C., Cobiella-Reguera, J. L., Diaz de Villalvilla, L., Eguipko, O., Evdokimov, Y., Fonseca, E., Furrázola, G., Hernández, J., Judoley, C.M., Kondakov, L., Markovskiy, A., Norman, A., Perez, M., Peñalver, L., Tijomirov, I., Trofimov, V., Vtulochkin, A., Vergara, F., Zagoskin, A., and Zelepuguin, V. 1985. Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500 000 (5 hojas). La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academia de Ciencias de Cuba/Academia de Ciencias de la USSR.
- Linares, E., Yero-Batista, M., Hernández-González, I., Valdez-Pino, Y. R. 1998. Map and record of the geological locations of interest for petroleum investigation in the Republic of Cuba. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82, 1934.
- Linares, E., García-Delgado, D. E., Delgado-López, O., López-Rivera, J. G., Strazhevich, V. 2011. Yacimientos y manifestaciones de hidrocarburos de la República de Cuba. La Habana, Cuba, III Congreso Cubano de Petróleo y Gas (PETROGAS-2011).
- Llanes, A. I., Santa Cruz Pacheco, M., García, I., Morales, A., Palacio, B., Fonseca, E. 2001. Petrología y mineralización de la asociación ofiolítica de Habana-Matanza (Cuba occidental). *Memorias Geomin 2001*, publicado en CD, ISBN: 959-7117-10-X.
- López-Quintero, J. O., Campos, P. G., Navarrete-Reyes, L. E. y Príncipe-Valdez, M. L. 1993. Rocas madres de Cuba. La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, inédito.
- López-Quintero, J. O., Campos, P. G., Navarrete-Reyes, L. E. y Príncipe-Valdez, M. L. 1994. Cuban source rocks. *Memorias del IV Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica*, Bucaramanga, Colombia.
- Ludman, A. 1998. Evolution of a transcurrent fault system in shallow crustal metasedimentary rocks: the Norumbega fault zone, eastern Maine. *Journal of Structural Geology*, 20, 93-107.
- Luterbacher, H. P., Ali, J. R., Brinkhuis, H., Gradstein, F. M., Hooker, J. J., Monechi, S., Ogg, G. J., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A., Schmitz, B. 2004. The Paleogene Period. En F. M. Gradstein, J. G. Ogg y A. G. Smith (eds.). *A Geological Time Scale*. Cambridge University Press.
- MacPhee, R. D. E., Iturralde-Vinent, M. A. 1995. Origin of the Greater Antillean Land Mammal Fauna, 1: New Tertiary Fossils from Cuba and Puerto Rico. *American Museum of Natural History*, 3141, 1-31.
- Makarov, V. I. 1986. The Neotectonics of Eastern Cuba. Part One. General Description. Northern and Central Districts. *Geotectonics*, 20(6), 515-523.
- Makarov, V. I. 1987. Recent Tectonics of Eastern Cuba. Part 2. The Sierra Maestra-Baracoa Orogenic System. General Conclusions. *Geotectonics*, 21(2), 169-174.
- Malfait, B. T., Dinkelman, M. G. 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83(2), 251-272.

- Manent, E. 1950a. Geología del área de Bayamo. Informe de Paleontología de Babiney y Estrada Palma. La Habana, Cuba, Archivo Grupo Hidráulico del DAP, inédito.
- Manent, E. 1950b. Reporte geológico del SO de la ciudad de Bayamo. La Habana, Cuba, Archivo Grupo Hidráulico del DAP, inédito.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., Burke, K. 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, 91, 529-554.
- Mann, P., Burke, K. 1984. Neotectonics of the Caribbean. *Review of Geophysics and Space Physics*, 22(4), 309-362.
- Mann, P., Taylor, F. W., Edwards, R., Teh-Lung, K. 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.
- Mann, P. 1999. Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present. En P. Mann (ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 3-31, Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Godard, M., Proenza, J. A., Gervilla, F., Blanco-Moreno, J. A. 2006. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 717-736.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Bosch, D., Proenza, J. A., Gervilla, F., Monie, P., Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry of Cretaceous Magmatism in Eastern Cuba: Recycling of North American Continental Sediments and Implications for Subduction Polarity in the Greater Antilles Paleo-arc. *Journal of Petrology*, 48(9), 1813-1840.
- Martin-Kaye, P. H. A. 1969. A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 10, 172-206.
- Masson, D. G., Scanlon, K. M. 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 144-154.
- Maury, R. C., Westbrook, O. K., Baker, P. E., Bouysson, P., Westercamp, D. 1990. Geology of the Lesser Antilles. En G. Dengo y J. E. Case (eds.). *The Geology of North America. The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, H, 141-166.
- Mauffret, A., Leroy, S. 1999. Neogene intraplate deformation of the Caribbean plate at the Beata Ridge. En P. Mann (ed.). *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World*. Elsevier, Amsterdam, 4, 627-669.
- Meschede, M., Frisch, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296, 269-291.
- Meyerhoff, A. A. 1964. Mapa geológico de Cuba, escala 1:1 000 000. A review by A. A. Meyerhoff. *International Geology Review*, 6(5), 920-922.
- Meyerhoff, A. A. 1965. Geología de Cuba. A review by A. A. Meyerhoff. *International Geology Review*, 7(9), 1697-1702.

- Meyerhoff, A. A., Hatten, C. 1968. Diapiric structures in central Cuba. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 8, 315-357.
- Meyerhoff, A. A., Hatten, C. W. 1974. Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58, 1201-1239.
- Miall, A. D. 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Primera edición, Springer-Verlag, New York, 616 p.
- Millán-Trujillo, G. 1972. El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica más suroriental de Sierra de los Órganos. Academia de Ciencias de Cuba, Actas del Instituto de Geología, 2, 33-35.
- Millán-Trujillo, G. 1975. El complejo cristalino Mesozoico de Isla de Pinos. Su metamorfismo. Serie Geológica, Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Academia de Ciencias de Cuba, 23, 3-16.
- Millán-Trujillo, G., Somin, M. L. 1981. Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray. La Habana, Academia de Ciencias de Cuba, 104 p.
- Millán-Trujillo, G., Somin, M. L. 1985a. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación del Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 74 p.
- Millán-Trujillo, G., Somin, M. L. 1985b (publ. 1987). Condiciones geológicas de la constitución de la capa granitometamórfica de la corteza terrestre de Cuba. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, 83 p.
- Millán-Trujillo, G., Somin, M. L., Díaz, C. 1985. Nuevos datos sobre la geología del macizo montañoso de Sierra del Purial, Cuba Oriental. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación del Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 52-69.
- Millán-Trujillo, G. 1988. La asociación glaucófana-pumpellita en metagrabroides de la faja metamórfica Cangre. Boletín de Geociencias, 3, 35-36.
- Millán-Trujillo, G. 1996. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. En M. A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. International Geological Correlation Program, Project 364, Contribution, 1. IUGS/UNESCO, Miami, Florida, 131-146.
- Millán-Trujillo, G. 1997a. Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. En G. F. Furrázola-Bermúdez y K. E. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba, 251-258.
- Millán-Trujillo, G. 1997b. Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud. En G. F. Furrázola-Bermúdez y K. E. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba, 259-270.
- Millán-Trujillo, G. 1997c. Geología del macizo metamórfico del Escambray. En G. F. Furrázola-Bermúdez y K. E. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba, 271-288.

- Miller, K. G., Mountain, G. S., Leg 150 Shipboard Party, and members of New Jersey Coastal Plain Drilling Project. 1996. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences: ice volume, global sea level, Exxon record. *Science*, 271, 1092-1095.
- Miró, G. 1993. Aplicación integrada de los métodos geofísicos, morfométricos y de teledetección para el estudio de la Cuenca del Cauto. Tesis doctoral. Instituto Superior Politécnico José Antonio Echeverría, La Habana.
- Molnar, P., Sykes, L. R. 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1639-1684.
- Molnar, P., Tapponnier, P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-426.
- Moreno-Toiran, B. 2003. The crustal structure of Cuba derived from receiver functions analysis. *Journal of Seismology*, 7, 359-375.
- Murashko, V. I., Lavandero, R. M. 1989. Chromite in the hyperbasite belt of Cuba. *International Geology Review*, 31, 90-99.
- NASC. 1983. North American Commission on Stratigraphic Code. *American Associate Petroleum Geology Bulletin*, 67, 841-875.
- Nagy, E., Brezsnianszky, K., Brito, A., Coutin, D., Formell, F., Franco-Alvarez, G. L., Gyarmati, P., Jakus, P., Radócz, G. Y. 1976. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito.
- Nagy, E., 1976. En E. Nagy, K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Coutin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati, P. Jakus y G. Y Radócz (eds.). Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito.
- Nagy, E., Radócz, G. Y. 1976. En K. Brezsnianszky, A. Brito, D. Coutin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati, P. Jakus. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, inédito.
- Naylor, M. A., Mandl, G., Sijpesteijn, C. H. K. 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8, 737-752.
- Newell, W. L. 1958. Estratigrafía de la zona de Manzanillo. La Habana, Cuba, Archivo Grupo Hidráulico del DAP, inédito.
- Nilsen, T. H., McLaughlind, R. J. 1985. Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California. En K. T. Biddle y N. Christie-Blick (eds.). *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37, 79-103.

- Nilsen, T. H., Sylvester, A. G. 1995. Strike-Slip Basins. En C. J. Busby y R. V. Ingersoll (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge, Massachusetts, Blackwell Science, 425-457.
- Núñez Cambra, K. E., García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., Millán-Trujillo, G. 2004, Emplacement of the ophiolite complex in Eastern Cuba. *Memorias del 32^o Congreso Geológico Internacional, Sección G20.11: Caribbean plate tectonics*, Florencia, Italia.
- Norris, R. J., Carter, R. M., Turnbull, I. M. 1978. Cainozoic sedimentation in basins adjacent to a major continental transform boundary in southern New Zealand. *Geological Society of London*, 135(2),191-205.
- Otero, R., Prol, J. L., Tenreiro, R., Arriaza, G. L. 1998. Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina. *Minería y Geología*, 15, 31-35.
- Pardo, G. 1975. Geology of Cuba. En A. E. M. Nairn y F. G. Stehli (eds.). *The Ocean Basins and Margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Plenum, New York, 3, 553-615.
- Pardo, M., Moya, I. 1988. Nuevos datos sobre la estructura geológica de la Isla de la Juventud. Parte II: Estructura interna del macizo metamórfico. *Revista Tecnológica*, 18, 3-12.
- Pardo, M. 1990. La constitución geológica del macizo de la isla de la Juventud y su metalogénia endógena vinculada al magmatismo ácido. En D. K. Larue y G. Draper (eds.). *Memorias de la 12^a Conferencia Geológica del Caribe*. St. Croix, Islas Vírgenes, 7-11 de Agosto, 1989. Miami Geological Society. Miami, Florida, 68-81.
- Pardo G. 2009. The Geology of Cuba. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology Series, 58, 73 p.
- Pearson, P. N., Chaisson, W. P., 1997. Late Paleocene to middle Miocene planktonic foraminifer biostratigraphy of the Ceara Rise. En N. J. Shackleton, W. B. Curry, C. Richter y T. J. Bralower (eds.). *Proceeding of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, 154, 33-68.
- Perfit, M. R., Heezen, B. C. 1978. The geology and evolution of the Cayman Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1155-1174.
- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J. M., Sheppard, S. 1997. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, 280, 15-29.
- Pindell, J. L., Dewey, J. F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. *Tectonics*, 1, 179-211.
- Pindell, J. L. 1985. Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas: proto-Caribbean Sea. *Tectonics*, 4, 1-39.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., LaBrecque, J., Haxby, W. 1988. A plate-kinematics framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155(1), 121-138.
- Pindell, J. L., Barrett, S. F. 1990. Geologic evolution of the Caribbean region: A plate tectonic perspective. En G. Dengo y J. E. Case (eds.). *The Geology of North America. The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, H, 405-432.

- Pindell, J. L. 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En S. K. Donovan y T. A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An Introduction*. The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica, 13-39.
- Pindell, J. L., Kennan, L., Maresch, W. V., Stanek, K. P., Draper, G., Higgs, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls an basin development in Proto-Caribbean margins. En H. G. Avé-Lallemant y V. B. Sisson (eds.). *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela*. Geological Society of America, Special Papers, 394, 7-52.
- Pindell, J. L., Kennan, L., Maresch, W. V., Stanek, K. P., Draper, G. 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved. *Geológica. Acta*, 4(1), 303-341.
- Pindell, J. L., Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. En K. James, M. A. Lorente y J. Pindell (eds.). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society of London, Special Publications, 328(1), 1-55.
- Pinet, B., Lajat, D., Le Quellec, P., Bouysse, P. 1985. Structure of the Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data. En A. Mascle (ed.). *Geodynamique des Caraïbes*. Technip, Paris, 53-64.
- Proenza, J., Carralero, N. 1994. Un nuevo enfoque sobre la geología de la parte sur de la cuenca de Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, 11, 3-10.
- Proenza, J. A., Melgarejo, J. C. Gervilla, F., Lavaut, W., Revé, D., Rodríguez, G. 1998. Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). *Geologica Acta*, 33(1-4), 153-177
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Bodinier, J. L. 1999. Al- and Cr- rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94, 547-566.
- Proenza, J. A., Melgarejo, J. C., Gervilla, F., Rodríguez-Vega, A., Díaz-Martínez, R., Ruiz-Sánchez, R., Lavaut, W. 2003. Coexistence of Cr- and Al-rich ophiolitic chromitites in a small area: the Sagua de Tánamo district, Eastern Cuba. En Eliopoulos et al. (eds.). *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Rotterdam Netherlands, Millpress, 1, 631-634.
- Proenza, J. A., Díaz-Martínez, R., Iriondo, A., Marchesi, C., Melgarejo, J. C., Gervilla, F., Garrido, C. J., Rodríguez-Vega, A., Lozano-Santacruz, R., Blanco-Moreno, J. A. 2006. Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: the Téneme Formation. *Geologica Acta*, 4(1-2), 103-121.
- Pszczolkowski, A. 1978. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica*, 28, 1-96.
- Pszczolkowski, A., Flores, R. 1985. Fases tectónicas del Cretácico y del Paleógeno de Cuba occidental y central. *Serie Geológica*, 20.

- Pszczolkowski, A. 1987. Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 255 p.
- Pszczolkowski, A. 1999. The exposed passive margin of North America in western Cuba. En P. Mann (ed.). *Caribbean basins: Sedimentary Basins of the World*. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science, 4, 93-121.
- Pushcharovsky, Yu., et al. 1965. Mapa tectónico de la República de Cuba, escala 1:1 250 000. Moscú, Instituto de Geología, Academia de Ciencias URSS.
- Pushcharovsky, Yu. 1988. Geologic map of the Republic of Cuba, scale 1:250000 (40 sheets), La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academia de Ciencias de Cuba/Academia de Ciencias USSR.
- Pushcharovsky, Yu., Mossakovsky, A. A., Nekrasov, G. E., et al. 1989a. Nota explicativa al Mapa Geológico de Cuba a escala 1:250 000, La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Pushcharovsky, Yu., Mossakovsky, A., Nekrasov, G., Sokolov, S., Iturralde-Vinent, M. A. 1989b. Tectonic map of Cuba, scale 1:500000 (4 sheets), La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences.
- Quintas, F. 1987. Formación Mícara en Yumurí Arriba, Baracoa, Clave para la interpretación de la Geología Histórica pre-Paleocénica de Cuba Oriental. *Minería y Geología*, 5, 3-20.
- Quintas, F. 1988. Formación Mícara en Yumurí Arriba, Baracoa, Clave para la interpretación de la Geología Histórica pre-Paleocénica de Cuba Oriental: 2ª Parte: *Minería y Geología*, 6, 3-16.
- Quintas, F. 1989. Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico Superior al Paleógeno de la provincia Guantánamo y áreas cercanas. Tesis doctoral. Instituto Superior Minero Metalúrgico "Dr. Antonio Núñez Jiménez", Moa, Holguín, 145 p.
- Quintas, F., Hernandez Sarlabous, M., Campos Duenas, M. 1994. Asociaciones estructuro-formacionales del Mesozoico en Cuba oriental y La Española. *Minería y Geología*, 4(1), 3-9.
- Quintas, F., Crespo, E. 2003. Estratigrafía y paleogeografía del límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio en el territorio Cuba Oriental y en la cuenca Cauto-Nipe. *Revista Geológica de América Central*, 29, 21-34.
- Radócz, G. Y., Nagy, E. 1983. Algunas novedades paleontológicas de Cuba Oriental. En E. Nagy, K. Bresznanzsky, A. Brito, D. Cautin, F. Formell, G. L. Franco-Alvarez, P. Gyarmati, G. Y. Radócz, P. Jakus (eds.). *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica, 199-205.
- Reading, H. G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. En P. F. Ballance y H. G. Reading (eds.). *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 4, 7-26.
- Renne, P. R., Martinson, J. M., Hatten, C. W., Somin, M. L., Onstott, T. C., Millán-Trujillo, G., Linares, E. 1989. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb evidence for late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 325-341.

- Rigassi-Studer, D. 1963. Sur la géologie de la Sierra de los Organos (Cuba). Archives de Sciences, Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 16, 339-350.
- Robinson, E. 1994. Jamaica. En S. K. Donovan y T. A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An Introduction*. The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica, 111-129.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Kröner, A., Wan, Y. S., Liu, D. Y., Garcia-Delgado, D. E., Handler, R. 2004. Geochemistry and early Palaeogene SHRIMP zircon ages for island arc granitoids of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. *Chemical Geology*, 213(4), 307-324.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Handler, R., García-Delgado, D. E., Friedl, G., Delgado-Damas, R. 2005. Variation of paleostress patterns along the Oriente Transform Fault, Cuba: Significance for Neogene-Quaternary tectonics of the Caribbean realm. *Tectonophysics*, 396, 161-180.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Bojar, A. V., Hejl, E., Handler, R., García-Delgado, D. E. 2006. Geology, age and tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, southeastern Cuba. *Geologica Acta*, 4(1-2), 123-150.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., García-Delgado, D. E., Handler, R., Friedl, G., Delgado-Damas, R. 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, 125-151.
- Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Kemp, T., Hegner, E., Pérez, M., Barth, M., Liu, D., Fonseca-Montero, A. 2010. Zircon ages, Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and geochemistry of granitoids associated with the northern ophiolite mélange of central Cuba: tectonic implication for late cretaceous magmatism in the northwestern Caribbean. *American Journal of Science*, 310, 1453-1479.
- Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Somin, M. L., Iturralde-Vinent, M. A., Mattinson, J. M., Millán-Trujillo, G., Sukar, K., Pérez-Rodríguez, M., Carrasquilla, S., Wingate, M. T. D. y Liu, D. Y. 2011. Timing and Evolution of Cretaceous Island Arc Magmatism in Central Cuba: Implications for the History of Arc Systems in the Northwestern Caribbean, *The Journal of Geology*, 119, 619-640.
- Rojas-Consuegra, R., Núñez Cambra, K. 1997. Características de la cobertura Campaniano-Maastrichtiana del arco volcánico extinto. En G. F. Furrázola-Bermúdez y K. E. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba, 417-422.
- Rosencrantz, E., Ross, I. R., Sclater, J. G. 1988. Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 93, 2141-2157.
- Rosencrantz, E. 1990. Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, 9, 1037-1059.
- Rosencrantz, E., Mann, P. 1991. SeaMARC II mapping of transform faults in the Cayman trough, Caribbean Sea. *Geology*, 19, 690-693.

- Sarewitz, D. R., Lewis, S. D. 1991. The Marinduque intra-arc basin, Philippines: Basin genesis and in situ ophiolite development in a strike-slip setting. *Geological Society of America Bulletin*, 103(5), 597-614.
- Saura, E., Vergés, J., Brown, D., Lukito, P., Soriano, S., Torrecusa, S., García, R., Sánchez, J. R., Sosa, C., Tenreyro, R. 2008. Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt. *Tectonics*, 27, TC4002.
- Semelis, H. A., Kirby, G., Sanders, R. L. 1957. Güacananayabo. Área de Campechuela. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recurso Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Semelis, H. A., Hall, C. S. 1957. Güacananayabo. Área de Bayamo. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recurso Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Schneider, J., Bosch, D., Monie, P., Guillot, S., García-Casco, A., Lardeaux, J. M., Torres-Roldán, R. L., Millán-Trujillo, G. 2004. Origin and evolution of the Escambray Massif (central Cuba): An example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 227-247.
- Schubert, C. 1986. Origin of the Yaracuy basin, Boconó-Moron fault system. Venezuela. *Neotectonics*, 1, 39-50.
- Shackleton, N. J., Crowhurst, S. J., Weedon, G. P., Laskar, J. 1999. Astronomical calibration of Oligocene-Miocene time. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A-Mathematical Physical and Engineering Sciences* 357, 1907-1929.
- Shein, V. S. 1985. Mapa Tectónico de Cuba (5 hojas) y texto explicativo. *Revista Tecnológica*, 15(1), 37-39.
- Somin, M. L., Millán-Trujillo, G. 1972. The metamorphic complexes of Pinos, Escambray, and Oriente in Cuba and its ages: *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Serie Geologica*, 5, 48-57.
- Somin, M. L., Millán-Trujillo, G. 1977. Sobre la edad de las rocas metamórficas Cubanas. *Academia de Ciencias de Cuba, Informe Científico-Técnico*, 2, 1-11.
- Somin, M. L., Millán-Trujillo, G. 1981. *Geology of the metamorphic complexes of Cuba*. Nauka, Moscow, 218 p.
- Somin, M. L., Arakelyants, M. M., Kolesnikov, E. M. 1992. Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks in Cuba. *International Geology Review*, 34, 105-118.
- Sommer, M. 2009. Late Cretaceous to Miocene tectonic reconstruction of the northwestern Caribbean. Tesis doctoral. Universidad de Greifswald, Germany, 125 p.
- Sigurdsson, H., Sparks, R. S. J., Carey, S., Huang, T. C. 1980. Volcanic sedimentation in the Lesser Antilles arc. *Journal of Geology*, 88, 523-540.
- Sigurdsson, H., Kelley, S., Leckie, R. M., Carey, S., Bralower, T., King, J. 2000. History of circum-Caribbean explosive volcanism: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers. En R. M. Leckie, H. Sigurdsson, G. D. Acton, G. Draper (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165, 299-314, College Station, Texas.

- Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch., Baumann, A. 2006. Structure, tectonics, and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba). *Geologica Acta*, 4(1-2), 151-170.
- Stanek, K. P., Maresch, W. V. 2007. Timing of the HP metamorphism of the Escambray massif, Central Cuba. En U. Martens y A. García-Casco (eds.). *High-pressure belts of central Guatemala: The Motagua suture and the Chuacús Complex*: IGCP 546 Special Contribution 1 [<http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/>].
- Storti, F., Holdsworth, R. E., Salvini, F. 2003. Intraplate strike-slip deformation belts. *Geological Society of London, Special Publications*, 210, 1-14.
- Sylvester, A. G. 1988. Strike-slip faults. *GSA Bulletin*, 100, 1666-1703.
- Taber, S. 1934. Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough. *Geological Society of America Bulletin*, 45, 567-619.
- Tada, R., Iturralde-Vinent, M. A., Matsui, T., Tajika, E., Oji, T., Goto, K., Nakano, Y., Takayama, H., Yamamoto, S., Kiyokawa, S., Toyoda, K., García-Delgado, D., Díaz, C., Rojas, R. 2003. K/T boundary deposits in the paleowestern Caribbean basin. En C. Bartolini, R. T. Buffler y J. Blickwede (eds.). *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 582-604.
- Ten Brink, U., Danforth, W., Polloni, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E., Uozumi, T. 2004. New seafloor map of the Puerto Rico trench helps assess earthquake and tsunami hazards, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 85(37), 349-360.
- Torres, M. 1987. Características de la asociación ofiolítica de la región norte de Moa-Baracoa y su relación con el arco volcánico Cretácico. Tesis de grado. Instituto Superior Minero Metalúrgico "Dr. Antonio Núñez Jiménez", Moa, Holguín, Cuba.
- Turco, E., Bambini, A. M., Foresi, L. M., Iaccarino, S., Lirer, F., Mazzei, R., Salvatorini, G., 2002. Middle Miocene high resolution calcareous plankton biostratigraphy at Site 926 (Leg 154, equatorial Atlantic Ocean): paleoecological and paleobiogeographical implications. *Geobios* 35, 257-276.
- Umhoefer, P. J., Schwennicke, T., Del Margo, M. T., Ruiz-Geraldo, G., Ingle, J. C., McIntosh, W. 2007. Transtensional fault-termination basins: an important basin type illustrated by the Pliocene San Jose Island basin and related basins in the southern Gulf of California, Mexico. *Basin Research*, 19(2), 297-322.
- Valencio, D. A. 1964. Un análisis estructural de la isla de Cuba y su plataforma submarina, en base a los estudios geofísicos realizados hasta el año 1961. *Asociación Geológica Argentina*, XIX(1), 19-34.
- Vázquez-Taset, Y. M., Cruz-Orosa, I., Ramos, E., Sàbat, F. 2012. El corredor tectónico Güacanyabo-Nipe: Edad y evolución. *Geo-Temas*, 13, 191.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., Pälike, H. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 111-142.

- Wassall, H. 1955. Report on Cabo Cruz block of concessions. La Habana, Cuba, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, inédito.
- Wilson, T. J. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343-347.
- Wilson, J. T. 1966. Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting?. *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 335-338.
- Woodcock, N. H. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, A317, 13-29.
- Woodcock, N. H., Schubert, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. En P. L. Hancock (ed.). *Continental Tectonics*, 251-263, Pergamon, Oxford.
- Woodring, W. P., Davies, S. N. 1944. Geology and manganese deposits of the Guisa, Los Negros area, Oriente Province, Cuba, U.S. Geological Survey Bulletin, 935, 357-386.

AVÍS IMPORTANT

El text de l'Annex 1 ha estat retirat seguint instruccions de l'autora de la tesi, en existir participació d'empreses, existir conveni de confidencialitat o existeix la possibilitat de generar patents

AVISO IMPORTANTE

El texto del Anexo 1 ha sido retirado siguiendo instrucciones de la autora, al existir participación de empresas, convenio de confidencialidad o la posibilidad de generar patentes.

IMPORTANT NOTICE

The text of Anexo 1 has been withdrawn on the instructions of the author, as there is participation of undertakings, confidentiality agreement or the ability to generate patent

ANEXO 2

FICHAS DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

| | |
|---|--------------|
| Fm Puerto Boniato (pb), Nagy (1976). | Eoceno Medio |
| <p>Sinonimia: Es equivalente en parte al Grupo Bocanao (Kozary, 1955e); así como a las formaciones Boniatico y Yerba Guinea (DeLand, 1956a); Cambute (Kozary, 1958b); Canasta, Casa Alta, Chalet, Filipina, Majagual, Mucural y Tessalia (Kozary, 1955e); Capper (Kenny, 1956); Cristo, Gascon y Guaniticum (Kozary, 1957); Charco Mono (DeLand, 1956); Jibacoa (Kozary, 1956f); Majaguabos (Kozary, 1955d); Moya (Grupo Bocanao; Kozary, 1957); Pozo Azul (Kozary, 1955); San Juan (Kozary, 1958b); Serafina (DeLand, 1957a) y Tibis (Kozary, 1955a). También equivale a las Series Cristo (Weisbord, 1928); al Miembro La Caridad (Kumpera, 1968); a la Subformación Sierra de Boniato (parte de la Fm Cobre; Lavrov y Cabrera, 1967b), y a la unidad informal Calizas Sierra de Camaján (Albear, 1947).</p> <p>Área tipo: Se localiza en la Sierra de Boniato, al norte de la ciudad de Santiago de Cuba, y se desarrolla en forma de franja discontinua en la Sierra Maestra, al sur de la Sierra Cristal y de Baracoa, en las provincias de Santiago de Cuba, Holguín y Guantánamo, respectivamente.</p> <p>Descripción: La Fm Puerto Boniato está constituida por la alternancia de calizas bioclásticas algales y margas, con intercalaciones de sílexitas negro-parduzcas. Se dispone concordantemente sobre las formaciones del basamento El Caney, Sabaneta y la parte indiferenciada del Grupo El Cobre, y discordantemente sobre la Fm La Picota. A techo se le superponen concordantemente las formaciones Mucaral y San Luis, y discordantemente la Fm Sierra de Capiro. Los espesores documentados en afloramientos en superficie no superan los 50 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Puerto Boniato está representado por abundantes fragmentos de foraminíferos bentónicos y planctónicos.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Amphistegina lopeztrigo</i>, <i>Asterocyclina habanensis</i>, <i>A. monticellensis</i>, <i>Discocyclina marginata</i>, <i>D. cubensis</i>, <i>Euconuloides wells</i>, <i>Lepidocyclina (Pliolepidina) ariana</i>, <i>L. (P.) macdonaldi</i>, <i>Pseudophragmina habanensis</i> y <i>P. teres</i>.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Acarinina mckannai</i>, <i>A. willcoxensis</i>, <i>Morozovella elongata</i>, <i>M. convexa</i>, <i>Planorotalites pseudomenardii</i> y <i>Truncorotaloides topilensis</i>.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Puerto Boniato se acumuló en un ambiente marino somero, correspondiente a la plataforma interna.</p> | |

2.1. Ficha estratigráfica de la Formación Puerto Boniato (pb).

| Fm Charco Redondo (chr), Woodring y Daviess (1944). | Eoceno Medio |
|--|--------------|
| <p>La Fm Charco Redondo fue redescrita por Nagy (1976).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte las formaciones Antonio, Estrada, Guirajal, Mabay, Montenegro, Yarayabo (DeLand, 1956a) y Montserrat, y al Grupo Purial (Kozary, 1957); así como a las formaciones Mercedita, Almagel, Suburb (en parte) y Naranja (Kenny, 1956); Alto Mango (Kozary, 1955e); Azelia, perteneciente al Grupo Purial (Kozary, 1957); Cobrero (Kenny y Kozary, 1957); Cuatro (Kenny, 1956); a las formaciones Chupadora (Kozary, 1958b), Dalia (Kozary, 1957) y Manuela (Kozary, sin fecha) pertenecientes al Grupo Rihito, aunque según Kozary (1957) la Fm Charco Redondo puede equivaler a la totalidad del Grupo Rihito; formaciones Dos Piedras (Kozary, sin fecha), Ponupo y la unidad informal Calizas Puya (Kozary, 1957) todas pertenecientes al Grupo Pozo Prieto, aunque según Kozary (1957) la Fm Charco Redondo puede equivaler a la totalidad del Grupo Pozo Prieto. También equivale a parte del Grupo El Cobre, a la Fm Vigía (Furrazola-Bermúdez, 1978); la unidad informal Calizas Guaso (Darton, 1926); formaciones Finuela y Viajaca (Kozary, 1958b); Jiguaní (Kenny y Kozary, 1957); Mesa (Kozary, 1956f); Santa Rita y en parte al Miembro calcáreo fangoso Río Naranjo (Kumpera, 1968); y posiblemente a la Fm Zarzal (Kozary, 1956f).</p> <p>Área tipo: Se localiza en los alrededores de la localidad de Charco Redondo, en la provincia de Granma, y está ampliamente desarrollada en todas las provincias orientales aflorando en las Lomas de Yaguajay, al sur de la ciudad de Holguín; en la región de Mayarí, al sur de las Sierras de Nipe y Cristal; en la región de San Germán; en las Sierras de Yabeque y Canasta; en las regiones de Mir, Majibacoa, Guisa, Los Negros, Jiguaní, Santa Rita, el sur de Maffo, Loma El Descanso, y en la Sierra de Baconao.</p> <p>Descripción: La Fm Charco Redondo está constituida por calizas bioclásticas compactas de colores variables. En la parte inferior son frecuentes las brechas con estratificación gruesa y hacia el techo predominan los carbonatos con estratificación fina. Se dispone discordantemente sobre las formaciones del basamento El Caney, La Picota, Mícara, Sabaneta, Santo Domingo, Pilón, Tejas, Vigía y el Grupo El Cobre. Está recubierta concordantemente por las formaciones Mucaral y San Luís, y discordantemente por las formaciones Barrancas, Bayamo, Dátil, Sabaneta, Sierra de Capiro, Yateras, Manzanillo, Paso Real y Cabo Cruz, por los Grupos Guantánamo (Miembro Gobernadora de la Formación Maquey) y Nipe (Formaciones Bitirí, Camazán y su Miembro Pedernales). Según datos de sondeos los espesores en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo varían entre los 33 y 335 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Charco Redondo está representado por abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, y fragmentos inclasificables de Equinoideos y Moluscos.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Asterocyclina</i> sp., <i>A. habanensis</i>, <i>A. monticellensis</i>, <i>Dictyoconus</i> sp., <i>D. americanus</i>, <i>Discocyclina</i> sp., <i>D. marginata</i>, <i>Eoconuloides</i> sp., <i>E. wellsii</i>, <i>Fabiania</i> sp., <i>F. cassis</i>, <i>Helicostegina</i> sp., <i>H. dimorpha</i>, <i>H. gyralis</i>, <i>Nummulites bermudezi</i>, <i>N. floridensis</i>, <i>Pseudophragmina</i> sp., <i>P. convexicamerata</i>, <i>P. habanensis</i>, <i>P. psila</i>, <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>L. (Polilepidina)</i> sp., <i>Amphstegina cubensis</i>, <i>Tremastegina</i> sp., <i>T. senni</i>, <i>Eofabiania</i> sp., <i>Coskinolina</i> sp., <i>Ranikothalia bermudezi</i>, <i>Proporocyclina</i> sp., <i>Vaginulina</i> sp., <i>V. jarvisii</i>, <i>Textularia</i> sp., <i>Karrerella</i> sp., <i>Robulus</i> sp., <i>R. cf. palmerae</i>, <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Pyrgo</i> sp., <i>Chrysalogonium elongatum</i>, <i>Nodosaria cf. vertebralis</i>, <i>Dentalina</i> sp., <i>Fronicularia</i> sp., <i>Saracenaria</i> sp., <i>Marginulina</i> sp., <i>Guttulina cf. byramensis</i>, <i>Gaudrina</i> sp., <i>G. guanajayensis</i>, <i>G. (Pseudogaudryina) jacksonensis</i>, <i>Lagena cf. caskensis</i>, <i>L. cf. orbignyana</i> y <i>Haplophragmoides</i> sp.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Acarinina bullbrookii</i> (E11), <i>A. mckannai</i>, <i>A. soldadoensis</i>, <i>A. cf. broedermanni</i>, <i>A. pseudotopilensis</i>, <i>A. crassaformis</i>, <i>A. crassaformios</i>, <i>Amphstegina cubensis</i>, <i>A. lopeztrigoi</i>, <i>A. parvula</i>, <i>Globorotalia</i> sp., <i>G. apanthesma</i>, <i>G. spinulosa</i>, <i>G. aragonensis</i>, <i>G. formosa</i>, <i>G. centralis</i>, <i>G. cf. spinuloinflata</i>, <i>G. lehneri</i>, <i>G. convexa</i>, <i>G. broedermanni</i>, <i>Morozovella</i> sp., <i>M. aragonensis</i> (E5-E10), <i>M. gracilis</i>, <i>M. spinuloinflata</i>, <i>M. spinulosa</i>, <i>Globigerina</i> sp., <i>G. bulloides</i>, <i>Truncorotaloides</i> sp., <i>T. topilensis</i>, <i>T. cf. spinulosa</i>, <i>Truncorotalia</i> sp., <i>Globigerinoides</i> sp., <i>G. mexicana</i>, <i>Turborotalia centralis</i> y <i>Globigerinatheka</i> sp.</p> <p>Ambiente sedimentario: Los depósitos de la Fm Charco Redondo se formaron en un medio marino somero, correspondiente a la plataforma interna.</p> | |

2.2. Ficha estratigráfica de la Formación Charco Redondo (chr).

| Fm Farallón Grande (fg), Taber (1934). | Eoceno Medio (parte alta) |
|--|---------------------------|
| <p>La Fm Farallón Grande fue redescrita por Brezsnýánszky (1976).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente a las formaciones Guayabales (Kozary, 1956), Avila y Callejacas (Kozary, 1957).</p> <p>Área tipo: Se localiza en el borde occidental de la Sierra Maestra, provincia de Granma, y se desarrolla en el margen occidental de la Sierra Maestra, provincias de Santiago de Cuba y Granma.</p> <p>Descripción: La Fm Farallón Grande está predominantemente constituida por brechas polimícticas con intercalaciones de conglomerados bien seleccionados y en menor medida contiene areniscas de grano grueso. La parte superior se caracteriza por la clasificación de los materiales y la existencia de intercalaciones de argilitas, limolitas, areniscas y calizas. Las calizas pueden ser puras, tobáceas y arenáceas. Los clastos de las brechas y los conglomerados proceden fundamentalmente del basamento volcánico del Paleógeno (Grupo El Cobre), la matriz de la arenosa y el cemento carbonático. Las brechas basales, en algunos sitios, han sido cortadas por diques de composición andesito-basáltica. La Fm Farallón Grande se dispone discordantemente sobre la Fm Pilón del basamento y la Fm Charco Redondo, y transiciona lateral y verticalmente con la Fm San Luis. Está recubierta discordantemente por las Formaciones Manzanillo y Dátil. También está cubierta por la Fm Barrancas del basamento, aunque se desconoce el tipo de contacto. Es equivalente a las formaciones Loma Candela y Peñón de Cuba Occidental y San Ignacio de Cuba Oriental. Los espesores descritos en afloramientos de superficie no superan los 400 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Farallón Grande está representado por restos de foraminíferos bentónicos y planctónicos.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Discocyclina marginata</i>, <i>Pseudophragmina cedarkeyensis</i>, <i>P. habanensis</i> y <i>P. teres</i>.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Catapsydrax echinatus</i>, <i>Morozovella aragonensis</i> (E5-E10), <i>Acarinina bullbrooki</i> (E11) y <i>Truncorotaloides topilensis</i>.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Farallón Grande se originó en un medio marino profundo, correspondiente a la plataforma externa (nerítico según Taber, 1934 y Jakus, 1983).</p> | |

2.3. Ficha estratigráfica de la Formación Farallón Grande (fg).

| | |
|---|--|
| Fm San Luís (sl), Taber (1934). | Eoceno Medio (parte alta) - Eoceno Superior |
| <p>La Fm San Luís fue redescrita por Brezsnýánsky (1976).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte al Grupo Achotal (Iturralde, 1975) y a las formaciones Naranja (Kenny, 1956), Cobre (Keijzer, 1945), Esperanza (Kozary, 1955e), Dajao (DeLand, 1956), Guantánamo (Bermúdez, 1950) y las unidades informales Lutitas Guantánamo (Bermúdez y Hoffstetter, 1959) y Pizarras Guantánamo, parte, (Darton, 1926); así como a las formaciones Aguacate (Lewis, 1956); Bacci e Incluyo (Kenny, 1957a); Baire, Cimborro, Monte y San Nicolás (Kozary, 1957); Bajada y Tesia (Kenny, 1957); Blue Beach y Jutinicú (DeLand, 1956a); Boniato (Lewis, 1956); Cautillo y Yaguabo (Kozary, 1956d); Felita (DeLand, 1956); a Sabanilla y Rafael (Kozary, 1955e); La Angostura (Kozary, 1957a); La Maya (Kozary, 1956e); Lima y Palmar (Kozary, 1955e), ambas pertenecientes al Grupo Mopero, aunque según Kozary (1955e) la Fm San Luís puede equivaler a la totalidad del Grupo Mopero; Manacas (Grupo Rihito; Kozary, sin fecha); Mareón y Soriano (Kozary, 1955d); Mariota (Kozary, 1956); Paso Inferior (Kenny, 1956); Nicolás y Ojo de Agua (Kozary, 1955d); Palenque (Kozary, 1955a); Palmarito (Kozary, 1957); Yraguabo (Wassall, 1955); Yerba Guinea (Kozary, 1955) y posiblemente Fm Pozo Viejo (Kenny y Kozary, 1957a). También equivale al Grupo Guantánamo (Kozary, 1955a) y a los Miembros Ti Arriba, El Quemado y Las Yaguas de la Fm San Luís (Kuzovkov, 1988 y Furrázola-Bermúdez, 1978).</p> <p>Área tipo: Se localiza en San Luís, provincia de Santiago de Cuba, y está ampliamente desarrollada en las provincias de Holguín, Granma, Guantánamo y Santiago de Cuba.</p> <p>Descripción: La Fm San Luís está constituida por areniscas y conglomerados polimicticos, limolitas, margas, arcillas, calizas bioclásticas y calizas arenosas. Muestra una buena estratificación. Hacia la parte superior de la unidad aumenta el contenido de material clástico. En algunos sitios ha sido cortada por diques y cuerpos de basalto, y se encuentra ligeramente plegada. Se dispone concordantemente sobre las formaciones Farallón Grande, Puerto Boniato y Charco Redondo, aunque con esta última también puede hacerlo con una ligera discordancia, y discordantemente sobre el basamento (Fm El Caney y Gr El Cobre), las formaciones Sabaneta, San Ignacio y Sierra del Purial. Está recubierta discordantemente por las formaciones Cabacú, Cauto, Río Maya, Manzanillo, Sevilla Arriba Cabo Cruz, Yateras, Bitirí y Camazán, y los Miembros Baitiquirí (Fm San Antonio), Gobernadora (Fm Maquey), Guardarraya y Yacabo (Fm Punta Imías). La Fm San Luís pasa lateral y verticalmente a la Fm Camarones. Los espesores cortados en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo varían entre los 36 y los 520 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm San Luís está representado por abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, y fragmentos inclasificables de algas, corales, bivalvos, ostrácodos y púas de erizos.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Amphistegina lopeztrigoi</i>, <i>Dictyoconus</i> sp., <i>D. cookei</i>, <i>Dictyoconus americanus</i>, <i>Eoconuloides wellsii</i>, <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>L. pustulosa</i>, <i>L. macdonaldi</i>, <i>L. chaperi</i>, <i>L. antillea</i>, <i>Uvigerina</i> sp., <i>U. cocoaensis</i>, <i>Planularia</i> aff. <i>workleyana</i>, <i>Rotalia mexicana</i>, <i>Discocyclina</i> sp., <i>Fabiania</i> sp., <i>Heterostegina</i> sp., <i>H. ocalana</i>, <i>Asterocyclina</i> sp., <i>Karrerella alticamera</i>, <i>Ellipsonodosaria verneuilli</i>, <i>Bulimina</i> cf. <i>jacksonensis</i>, <i>Siphonina</i> sp., <i>S. cf. jacksonensis</i>, <i>Gyroidina</i> cf. <i>jarvisi</i>, <i>Spiroplectammina</i> sp., <i>Robulus</i> sp., <i>Cibicides</i> sp., <i>Nodosaria</i> sp., <i>Eponides</i> sp., <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Bolivina</i> sp., <i>Nummulites</i> sp., y <i>N. floridensis</i>.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Globigerinatheka</i> sp., <i>G. barri</i>, <i>G. semiinvoluta</i> (E14), <i>Hantkenina alabamensis</i> (E16), <i>H. dumblei</i>, <i>H. mexicana</i>, <i>H. aragonensis</i>, <i>H. primitiva</i>, <i>Truncorotaloides</i> sp., <i>T. topilensis</i>, <i>T. rohri</i>, <i>Turborotalia cerroazulensis</i>, <i>T. centralis</i>, <i>Globigerina</i> sp., <i>G. dissimilis</i>, <i>G. ampliapertura</i>, <i>G. selli</i>, <i>Globorotalia cerroazulensis</i>, <i>G. increbescens</i>, <i>G. pseudoampliapertura</i>, <i>G. centralis</i>, <i>G. spinulosa</i>, <i>G. lehneri</i>, <i>G. aragonensis</i>, <i>G. convexa</i>, <i>Acarinina bullbrookii</i> (E11), <i>A. crassaformis</i>, <i>A. pseudotopilensis</i>, <i>Globigerapsis</i> sp., <i>G. semiinvoluta</i>, <i>G. kugleri</i>, <i>Globigerinita</i> sp., <i>G. dissimilis</i>, <i>Globigerinoides mexicana</i> y <i>Bifarina</i> cf. <i>eleganta</i>.</p> <p>Ambiente sedimentario: Los depósitos de la Fm San Luís se acumularon en un medio marino profundo pasando a marino somero hacia el techo.</p> | |

2.4. Ficha estratigráfica de la Formación San Luís (sl).

| | |
|---|---------------------------------------|
| Fm Sevilla Arriba (sa), Franco-Alvarez (1976). | Oligoceno Superior - Mioceno Inferior |
| <p>La Fm Sevilla Arriba fue redescrita por Franco-Alvarez (1980).</p> <p>Sinonimia: No se han descrito unidades equivalentes a Sevilla Arriba.</p> <p>Área tipo: Se localiza en las proximidades de la localidad de Sevilla Arriba, provincia de Granma, y su desarrollo en superficie es muy limitado.</p> <p>Descripción: La Fm Sevilla Arriba está constituida por calizas bioclásticas con <i>Lepidocyclina</i> que se interestratifican con margas limosas. Además contiene detritos volcánicos de diversa granulometría y los colores que predominan son el crema, blancuzco y verdoso. Se dispone discordantemente sobre la Fm Pilón del basamento y las formaciones Charco Redondo y San Luís. Está recubierta discordantemente por las formaciones Manzanillo y Cabo Cruz. La Fm Sevilla Arriba pasa lateral y verticalmente a la Fm Paso Real y transiciona lateralmente a la Fm Camazán. Es equivalente en parte a la Fm Colón y a las formaciones Banao, Jaruco, Paso Real, Baguanos, Bitirí, Cabacú, Camazán, Maquey y Yateras de Cuba. Los espesores cortados en el subsuelo de la cuenca varían entre los 36 y los 1136 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Sevilla Arriba está representado por foraminíferos bentónicos y planctónicos, y fragmentos inclasificables de ostrácodos, bivalvos, equinoideos y briozoos.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Heterostegina</i> sp., <i>H. antillea</i>, <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>L. chaperi</i>, <i>L. dilatata</i>, <i>L. undosa</i>, <i>Miogypsina</i> sp., <i>M. antillea</i>, <i>Amphistegina</i> sp., <i>Gaudryina</i> sp., <i>Archaias</i> sp., <i>Amphisorus</i> sp., <i>Elphidium</i> sp., <i>Asterigerina</i> sp., <i>Operculinoides</i> sp., <i>Eponides</i> sp., <i>Gypsina</i> sp., <i>Marginopora</i> sp., <i>Pyrgo</i> sp., <i>Robulus americanus</i>, <i>R. senni</i>, <i>Siphonina</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Cibicides</i> sp., <i>Uvigerina</i> sp., <i>U. sparcicostata</i>, <i>U. gallowayi</i>, <i>Saracenaria</i> sp., <i>Cassidulina globosa</i>, <i>Dentalina communis</i>, <i>Siphogenerina smithi</i>, <i>Nodosaria affinis</i>, <i>Pseudoglandulina cornatula</i>, <i>Lagena</i> sp., <i>Clavulina</i> sp., <i>Streblus beccari</i> y <i>Nummulites</i> sp.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Cassigerinella chipolensis</i>, <i>lobigerina</i> sp., <i>G. ciperoensis</i> (P21a, O6, M1a), <i>G. venezuelana</i>, <i>G. ciperoensis angulisuturalis</i>, <i>G. trilocularis</i>, <i>G. ampliapertura</i>, <i>Turborotalia opima opima</i>, <i>Globorotalia menardii</i>, <i>G. opima</i>, <i>Orbulina universa</i> y <i>Globigerinelloides</i> sp.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Sevilla Arriba se formó en un medio marino somero.</p> | |

2.5. Ficha estratigráfica de la Formación Sevilla Arriba (sa).

| Fm Paso Real (psr), Bermúdez (1950). | Oligoceno Superior - Mioceno Superior (parte basal) |
|--|---|
| <p>La Fm Paso Real ha sido redescrita por Popescu (1973), Pszczółkowski et al. (1975), Pszczółkowski (1975), Franco-Alvarez (1976), Popov (1978), Popov y Kojumdjieva (1981), Pszczółkowski y Franco-Alvarez (1981), Pérez (1988) y Linares y Zuazo (1988).</p> | |
| <p>Sinonimia: La Fm Paso Real es equivalente en parte a las formaciones Arroyo Palma (Popov y Kojumdjieva, 1981), Esperanza y Güines (Hermes, 1945), así como a las formaciones Ajiconal (Popescu, 1973), Algodones y Rebacadero (Kozary y Brönnimann, 1955b), Arabos y Güines (Pszczółkowski y Franco-Alvarez, 1981), Arroyo Palmas y Dos Bocas (Popov, 1978), Yamagüeyes (Lewis, 1957), Limones (Franco-Alvarez, 1976), Rioja (Kozary, 1955b), Yayal (Kozary, 1956c) y Manopla y Parras (Kozary, 1956c). También es equivalente a las unidades informales Calizas Consolación (Woodring, 1923), Depósitos Miocénicos (Shevchenko et al. 1982), Calizas Guinness (Vermunt, 1937b) y Cuerpos Oligomiocenos (Vermunt, 1937b).</p> | |
| <p>Área tipo: Se localiza en la parte meridional de la provincia de Pinar del Río y es la formación más extendida en el territorio cubano. Aflora en forma de franja discontinua entre Guane, en el extremo occidental de Cuba, y el sur de la provincia de Holguín.</p> | |
| <p>Descripción: La Fm Paso Real muestra cambios litológicos verticales y horizontales bruscos. Está constituida por un alternancia de calizas y margas. Las calizas son arcillosas, biodetríticas y subordinadamente se encuentran calizas biohermicas dolomitizadas, dolomias y calcarenitas. Las calizas arcillosas por desagregación pueden dar lugar a pseudoconglomerados calcáreos de matriz margoso-arenácea. Las calizas presentan estratificación masiva. Entre las margas se encuentran intercalaciones de areniscas, limolitas calcáreas y arcillas (esmectita) que pueden contener niveles de pirita, yeso, halita y lignito. La estratificación de la Fm Paso Real se caracteriza por los cambios litológicos y las formas lenticulares de los estratos. Los colores que predominan son el crema, el blancuzco y los grises, en dependencia del tipo de sedimentos. Se dispone concordantemente sobre las formaciones Báguanos, Camazán, Colón, Jaruco, Lagunitas y Sevilla Arriba, y discordantemente sobre las formaciones Arroyo Blanco, Artemisa, Caobilla, Capdevila, Chambas, Charco Redondo, Chirino, El Embarcadero, Florida, Grande, Guáimaro, Jatibonico, Loma Candela, Los Negros, Marroquí, Mata, Peñón, la parte indiferenciada de Presa Jimaguayú y sus Miembros Chorrillo o Portillo, Río Yáquimo, San Cayetano, San Luis, Santa Teresa, Veloz, Venero, Vertientes, Vía Blanca, los Grupos Mariel, Remedios y Universidad, el Miembro Berrocal de la Fm Crucero Contra maestre, los complejos Esmeralda y Mabujina, las ultramafitas y los granitoides. Está recubierta concordantemente por las formaciones Güines y Loma Triana, y discordantemente por las formaciones Bayamo, Cauto, Güane, Guevara, Punta del Este, Sigüanea, Vedado, Villarroja, Río Macío y Manzanillo, aunque según Bermúdez (1950) con esta última el contacto puede ser discordante. La Fm Paso Real pasa lateralmente a las formaciones Arabos, Cojímar, Güines, Lagunitas, Río Jagüeyes, Sevilla Arriba y Camazán. Parte de esta unidad es equivalente a las formaciones Colón, Jaruco, Santa María del Rosario, Banao, Lagunitas; Báguanos, Bitirí, Cabacú, Maquey, Río Jagüeyes, San Antonio, Vázquez y Yateras. Los espesores cortados en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo varían entre los 30 y los 1640 m.</p> | |
| <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Paso Real está representado por abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostrácodos, moluscos, equinoides, corales y fragmentos inclasificables de púas de erizos y dientes de peces.</p> | |
| <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Amphistegina</i> sp., <i>A. chipolensis</i>, <i>A. angulata</i>, <i>A. rotundata</i>, <i>Bolivina mexicana</i>, <i>B. mexicana aliformis</i>, <i>Cibicides subtenuissimus</i>, <i>Clavulinoides jarvisi</i>, <i>Elphidium</i> sp., <i>E. portoricense</i>, <i>E. sagrai</i>, <i>E. advenum</i>, <i>E. pocianum</i>, <i>Epistomaria cubana</i>, <i>Eponides campester</i>, <i>Heterostegina</i> sp., <i>H. antillea</i>, <i>H. israeli</i>, <i>H. panamensis</i>, <i>H. texana</i>, <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>L. dilatata</i>, <i>L. giraudi</i>, <i>L. (Eulepidina) undosa</i>, <i>L. yunagunensis</i>, <i>L. waylandvaughani</i>, <i>L. topilensis</i>, <i>L. undosa</i>, <i>Miogypsina</i> sp., <i>M. antillea</i>, <i>M. intermedia</i>, <i>Myogypsinoidea complanatus</i>, <i>Nodosaria hispida</i>, <i>Nummulites cojimarensis</i>, <i>N. dia</i>, <i>Planulina alavensis</i>, <i>P. mexicana</i>, <i>Siphogenerina lamellata</i>, <i>S. transversa</i>, <i>Siphonina</i> sp., <i>S. pulchra</i>, <i>S. tenuicarinata</i>, <i>Sorites magna</i>, <i>S. marginalis</i>, <i>Uvigerina</i> sp., <i>U. adelinensis</i>, <i>U. cubana</i>; <i>Gypsina</i> sp., <i>Operculinoidea</i> sp., <i>Dorothia</i> sp., <i>Marginopora vertebralis</i>, <i>Archaias angulatus</i>, <i>Ammonia beccarii</i>, <i>Victoriellidae</i> sp., <i>Planorbulinidae</i> sp., <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Pararotalia mexicana</i> y <i>Miliolidae</i> sp.</p> | |
| <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Cassigerinella chipolensis</i> (M11), <i>Globigerina</i> sp., <i>G. ouachitaensis</i>, <i>G. praebulloides</i>, <i>G. angustiumbilicata</i>, <i>G. angulisuturalis</i>, <i>G. tripartita</i>, <i>G. tripartita tapuriensis</i>, <i>G. ampliapertura</i>, <i>G. cf. officinalis</i>, <i>G. ciperensis</i>, <i>G. selli</i>, <i>Globigerinoides primordius</i> (O7), <i>G. quadrilobatus</i>, <i>Globorotalia fohsi barisanensis</i>, <i>Globorotalia increbescens</i>, <i>G. opima</i>, <i>G. ouachitaensis</i>, <i>G. (Turborotalia)</i>, <i>G. kugleri</i> (M1), <i>G. opima nana</i>, <i>G. siakensis</i>, <i>Praeorbulina transitoria</i>, <i>Globigerinella dissimilis</i>, <i>G. unicava</i>, <i>G. pera</i>, <i>G. ciperensis</i>, <i>G. venezolana</i>, <i>Globigerinoides primordius</i> y <i>Globigerinelloides</i> sp.</p> | |
| <p>Ostrácodos: <i>Actinocythereis exanthemata</i>, <i>Aurila cicatricosa</i>, <i>A. galerita</i>, <i>Bairdia condylus</i>, <i>B. longisetosa</i>, <i>B. willisensis</i>, <i>Caudites nipeensis</i>, <i>Cytherella burcki</i>, <i>C. vanveenae</i>, <i>Haplocytheridea bassleri</i>, <i>H. chipolensis</i>, <i>H. gardnerae</i>, <i>H. waltonensis</i>, <i>Loxoconcha andersoni</i>, <i>L. rugosa</i>, <i>L. tamarinda</i>, <i>Paracytheridea altilla</i>, <i>Paranesidea elegantissima</i>, <i>Trachyleberis pineiroi</i>, <i>Triebelina crumena</i> y <i>Xestoleberis margaritae</i>.</p> | |
| <p>Bivalvos: <i>Aequipeecten thetidis</i>, <i>Amusium lyonii</i>, <i>Anomia simplex</i>, <i>Argopecten cercadicus</i>, <i>Cardita dominica</i>, <i>Crassostrea cahobaensis</i>, <i>Chione hendersoni</i>, <i>Florimeta efferta</i>, <i>F. postrema</i>, <i>Glycimeris canalis</i>, <i>Hytissa haitensis gatunensis</i>, <i>Kuphus incrassatus</i>, <i>Lucina dominguensis</i>, <i>Ostrea messor caimitica</i>, <i>O. portoricensis</i>, <i>O. rugifera</i>, <i>Pecten burnsi</i>, <i>P. soror</i>, <i>Spondylus bostrichites</i> y <i>Trachycardium linguatigris</i>.</p> | |
| <p>Gastópodos: <i>Fissuridea alternata</i>, <i>Orthaulax aguadillensis</i> y <i>Turritella altillira</i>.</p> | |
| <p>Equinoides: <i>Cassidulus avilensis</i>, <i>C. jeannetti</i>, <i>Clypeaster calabazarensis</i>, <i>C. concavus</i>, <i>C. lanceolatus</i>, <i>C. pinarensis</i>, <i>C. platygaster</i>, <i>C. polygonalis</i>, <i>C. sanchezi</i>, <i>Echinolampas lycopersicus</i> y <i>Ryncholampas rodriguezii</i>.</p> | |
| <p>Corales: <i>Montastrea imperatoris</i>.</p> | |
| <p>Ambiente sedimentario: Los depósitos de la Fm Paso Real se acumularon en un medio marino somero a transicional.</p> | |

2.6. Ficha estratigráfica de la Formación Paso Real (psr).

| | |
|---|--|
| Fm Camazán (cz), Kozary (1955b). | Oligoceno Superior - Mioceno Inferior |
| <p>La Fm Camazán ha sido redescrita por Franco-Alvarez (1976, 1980y 1983).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte a las formaciones Colmanera, Congoro, Manguito y Tacámara (Kozary, 1955b), Inclán (Kenny, 1957a) y Manopla (Kozary, 1956e), así como a las formaciones Alta, Cabeza, Cacocum, Cadena, Calera, Casanova, Certeja, César, Contraestre, Mandarina y Pulciana (Kenny, 1956), Cedro, Cortadera, Cueto, Delicias, Los Angeles, Manantiales y Tacajó (Kozary, 1957c), Brito y Calabaza (Bruce, 1956), Concepción, Rehondón (Kozary, 1956e), Duraba y Mejías (Kenny, 1957a), Esperanza (Lewis, 1957), Morcate (Brödermann, 1949) y Ubera (Blanché, 1957b). También equivale a las unidades informales Calizas Limoncito (Kozary 1957c) y parte de las Series Nipe (Keijzer, 1945).</p> <p>Área tipo: Se localiza entre las localidades de Alto Cedro, Cacocum y Tacajó, al SE de la ciudad de Holguín, y está ampliamente desarrollada en las partes central, meridional y occidental de la provincia Holguín. También se reconoce en la parte NE de la provincia Granma, al NO de Santiago de Cuba y posiblemente en Las Tunas.</p> <p>Descripción: La Fm Camazán está constituida por calizas coralinas y algales, calizas bioclásticas que pueden ser arcillosas, calcarenitas, calciruditas, limolitas calcáreas e intercalaciones de margas y arcillas ocasionalmente yesíferas. En afloramientos de superficie se dispone discordantemente sobre las formaciones Crucero Contraestre, Charco Redondo, Guáimaro, La Jíquima, Mucaral, San Luis, Tejas, Vigía, la unidad informal Olistostroma Haticos y las rocas magmáticas. Está recubierta concordantemente por las formaciones Paso Real y Río Jagüeyes, y discordantemente por las formaciones Bayamo y Cauto. En parte pasa lateralmente a las formaciones Paso Real y Sevilla Arriba y probablemente a Báguanos. Es equivalente a las formaciones Báguanos, Bitirí, Maquey, Yateras, Banao, y en parte a Colón y Jaruco. Los espesores cortados en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo varían entre los 146 y los 454 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Camazán está representado por abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, nannoplancton, bivalvos, equinoides, corales y fragmentos inclasificables de ostrácodos, briozoos y tubos de teredo.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Amphistegina</i> sp., <i>A. angulata</i>, <i>Heterostegina</i> sp., <i>H. antillea</i>, <i>H. israelskyi</i>, <i>H. ocalana</i>, <i>H. panamensis</i>, <i>H. texana</i>, <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>L. yurnagunensis</i>, <i>L. canellei</i>, <i>L. dilatata</i>, <i>L. giraudi</i>, <i>L. parva</i>, <i>L. undosa</i>, <i>Miogypsina</i> sp., <i>Nummulites</i> dia, <i>Elphidium</i> sp., <i>Gypsina</i> sp., <i>Archaias</i> sp., <i>Pyrgo</i> sp., <i>Spiroloculina</i> sp., <i>Bolivina mexicana</i> aliforrnis, <i>Uvigerina</i> sp., <i>U. gallowayi</i>, <i>Valvulina</i> sp., <i>V. cf. faba</i>, <i>V. spinulosa</i>, <i>Gyroldina</i> sp., <i>Siphonina</i> sp., <i>Planulina</i> cf. <i>marialeana</i>, <i>Pseudoglandulina</i> sp., <i>P. cf. comatula</i>, <i>Ellipsonodasaria</i> sp., <i>E. subspinosa</i>, <i>Robulus</i> sp., <i>R. occidentalis glabratus</i>, <i>Cibicides</i> sp., <i>Cibicides</i> cf. <i>mexicana</i>, <i>Marginulina</i> cf. <i>subbulata</i>, <i>M. cf. striatula</i>, <i>Bulimina alazanensis</i>, <i>Karrerella</i> cf. <i>chilostoma</i>, <i>Nodosaria longiscata</i>, <i>N. raphanistrum caribbeana</i>, <i>Nodosarella subnodosa</i>, <i>Pleurostomella</i> cf. <i>alternans</i>, <i>Saracenaria</i> sp., <i>Eponides</i> sp., <i>Rhabdammina</i> sp., <i>Lagena</i> sp., <i>Haplophragmoides coronatum</i>, <i>Victoriellidae</i> sp., y <i>Discocyclinidae</i> sp.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Globigerina ciperiensis</i> (M1a), <i>G. venezuelana</i>, <i>G. cf. globularis</i>, <i>G. trilocularis</i>, <i>G. ampliapertura</i>, <i>G. angulisuturalis</i>, <i>G. tripartita</i>, <i>G. gortanii</i>, <i>G. pseudoampliapertura</i>, <i>Globigerinita</i> sp., <i>G. dissimilis</i>, <i>G. dissimilis</i>, <i>G. angulisuturalis</i>, <i>G. ouachitaensis</i>, <i>G. gortanii</i>, <i>G. unicava</i>, <i>G. pera</i>, <i>Globorotalia increbescens</i>, <i>G. opima</i>, <i>G. opima nana</i>, <i>Cassigerinella chipolensis</i>, <i>Chiloguembelina</i> ex. gr. <i>cubensis</i>, <i>Sphaeroidinella</i> cf. <i>variabilis</i>, <i>Gaudrina</i> sp., <i>Liubusella</i> sp., <i>Güembelina cubensis</i> y <i>Pullenia quinqueloba</i>.</p> <p>Nannoplancton: <i>Coronocyclus nitescens</i>, <i>Discoaster deflandrei</i>, <i>D. tinguarensis</i>, <i>Sphenolithus belemnus</i>, <i>S. capricornutus</i>, <i>S. delphix</i>, <i>S. heteromorphus</i> y <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>.</p> <p>Bivalvos: <i>Amusium antiguensis</i>, <i>A. lyoni</i>, <i>Argopecten</i> aff. <i>A. charltonius</i>, <i>Hytissa antiguensis</i>, <i>Kuphus incrassatus</i>, <i>Ostrea</i> cf. <i>disparilis</i>, <i>O. folioides</i>, <i>O. rugifera</i>, <i>Pecten</i> aff. <i>P. amelus</i> y <i>P. lyoni</i>.</p> <p>Equinoides: <i>Cidaris peloria</i>, <i>Clypeaster batheri</i>, <i>C. brodermanni</i>, <i>C. maribonensis</i>, <i>C. parvus</i>, <i>C. platygaster</i>, <i>C. cf. C. sanrafaelensis</i>, <i>Echinolampas lycopersicus</i>, <i>E. cf. E. muñoz</i>, <i>E. semiorbis</i>, <i>Goniocidaris holguinensis</i>, <i>Leiocidaris spinidentatus</i>, <i>Paraster orientalis</i> y <i>Schizaster santanae</i>.</p> <p>Corales: <i>Acropora saludensis</i>, <i>Antiguastrea cellulosa</i>, <i>Astrocoenia guantanamoensis</i>, <i>Agathiphyllia antiguensis</i>, <i>A. cf. A. roxboroughi</i>, <i>Montastrea altissima</i>, <i>M. costata</i>, <i>M. insignis</i>, <i>Pironastrea antiguensis</i>, <i>Porites macdonaldi</i>, <i>P. panamensis</i>, <i>Stylophora</i> aff. y <i>S. panamensis</i>.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Camazán se ha sedimentado en un medio marino somero. La parte inferior en un medio sublitoral con facies arrecifales y la parte superior en un medio con circulación restringida.</p> | |

2.7. Ficha estratigráfica de la Formación Camazán (cz).

| Fm Güines (gn), Humboldt (1826) | Mioceno Inferior (parte alta) - Mioceno Superior (parte basal) |
|--|--|
| <p>La Fm Güines ha sido redescrita por Palmer (1934), Bermúdez (1950), Iturralde-Vinent (1969b), De Albear et al. (1977), Gutiérrez et al. (1977a), Popov (1978), De la Torre et al. (1979), Franco-Alvarez (1981), Shopov (1981), De Albear (1985), Linares y Zuazo (1985) y De Albear e Iturralde-Vinent (1986).</p> | |
| <p>Sinonimia: Es equivalente en parte a las formaciones Accion (Bandt, 1958), al Grupo Marianao (Brönnimann y Rigassi, 1963), a la unidad informal Guinness limestones (Vermunt, 1937b), así como a las formaciones Caguanes (Albear, 1961), Yumurí (Ortega, 1931a), Falla, Guanocano, Picajón, Rabona y Ranchuelo (Kozary y Brönnimann, 1955b). También es equivalente a las unidades informales Series Güines (Bermúdez, 1950), Güines limestone (Palmer, 1934), Miocene limestones (Spencer, 1894), Calizas Yumerí (DeGolyer 1918; Bermúdez y Hoffetter, 1959), Yumurí Gorge Limestone (Judoley y Furrzola-Bermúdez, 1971), al Miembro Carbonatado (Iturralde, 1969b), y en parte a la Unidad 1 (Bandt, 1958).</p> | |
| <p>Área tipo: En los alrededores de Güines (Artemisa). También presente en las provincias de Pinar del Río, Artemisa, Mayabeque, La Habana, Matanzas, Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus, Ciego de Ávila y Las Tunas.</p> | |
| <p>Descripción: La Fm Güines está constituida por calizas bioclásticas de grano fino a medio, calizas biohémicas, calizas dolomíticas, dolomías, calizas micríticas sacaroidales y ocasionales niveles lenticulares de margas y calcarenitas. La estratificación es masiva. Dominan los colores blanco, amarillento, crema y gris. Se dispone concordantemente sobre las formaciones Arabos, Caobas, Cojímar, la parte indiferenciada de Colón y su Miembro Coliseo, Jaruco, Lagunitas, Loma Triana (localmente lo puede hacer también con una ligera discordancia), y discordantemente sobre las formaciones Arroyo Blanco, Artemisa, Caibarién, Cantabria, Caobilla, Carmita, Caunao, Guanajay, Margarita, Mataguá, Nazareno, Peñón, Perla, Presa Jimaguayú, Punta Brava, Saladito, Santa Teresa, Tamarindo, Trocha, Vega, Vertientes, Via Blanca, los Grupos Pico San Juan, Universidad, el Complejo Mabujina y los cuerpos de granitoides. Está recubierta concordantemente por la Fm Arabos y discordantemente por las formaciones Camacho, Guevara, Jaimanitas, Punta del Este, Vedado, Vega, Villarroja y Jutía, los miembros El Abra y Maica de la Fm Canímar, y la parte indiferenciada de la Fm Bellamar y sus Miembros Cárdenas y El Maíz. Transiciona lateralmente con las formaciones Cojímar y Paso Real. Es equivalente en parte a las formaciones Arabos, Caobas, Cojímar y Santa María del Rosario, así como a las formaciones Río Jagüeyes, San Antonio, Vázquez y Paso Real. Los espesores cortados en el subsuelo de las cuencas de Cuba Occidental varían entre los 50 y 1670 m.</p> | |
| <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Güines está representado por foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostrácodos, moluscos y equinoides. Foraminíferos bentónicos: <i>Amphistegina chipolensis</i>, <i>A. floridana</i>, <i>Bigenerina nodosaria directa</i>, <i>Discorbis cercadensis</i>, <i>D. hoffi</i>, <i>Elphidium cercadense</i>, <i>Nonion cubense</i>, <i>Polyssegmentina circinata</i> y <i>Quinqueloculina adelaidensis minuta</i>; Foraminíferos planctónicos: <i>Globigerina nepenthes</i>, <i>Globorotalia archeomenardii</i> (M7), <i>G. praemenardii</i> (M7), <i>Praeorbulina glomerosa</i> (M5b) y <i>P. transitoria</i> (estos en la base). Ostrácodos: <i>Bairdia oblonga</i>, <i>Caudites sellardsi</i>, <i>Cythereis exanthemata</i>, <i>C. vaughani</i>, <i>Cytherelloidea</i> aff. <i>C. umbata</i>, <i>C. cubana</i>, <i>Cytheretta karlana choctawhatcheensis</i>, <i>Cytheromorpha choctawhatcheensis</i> y <i>Favela rugipunctata</i>. Bivalvos: <i>Aequipecten akanthos</i>, <i>A. thetidis</i>, <i>Apolymetis cubensis</i>, <i>Cardita dominica</i>, <i>Chione hendersoni</i>, <i>Divaricella proletaria</i>, <i>Florimetis efferta</i>, <i>Glycymeris canalis</i>, <i>Lucina dominguensis</i>, <i>Ostrea portoricensis</i>, <i>Pteria inornata</i>, <i>Trigonocardia linguatigris</i>, Gasterópodos: <i>Cerithium venustum</i>, <i>Fissuridea alternata</i>, <i>Orthaulax inornatus</i>, <i>O. aguadillensis</i>, <i>Potamides dentilabris</i>, <i>Turritella altilira</i> y <i>T. crocus</i>. Equinoides: <i>Clypeaster antillarum</i>, <i>C. cazañensis</i>, <i>C. palmeri</i>, <i>C. sanchezi</i>, <i>C. sandovali</i>, <i>Procassidulus jeannetti</i>, <i>Schizaster güirensis</i>, <i>S. llagunoi</i>, <i>S. salutis</i> y <i>Scutella habanensis</i>.</p> | |
| <p>Ambiente sedimentario: Los depósitos de la Fm Güines se se formaron en un medio marino somero.</p> | |

2.8. Ficha estratigráfica de la Formación Güines (gn).

| | |
|--|--|
| Fm Manzanillo (mz), Taber (1934). | Mioceno Superior (parte alta)-Plioceno Inferior |
| <p>La Fm manzanillo ha sido redescrita por Franco-Alvarez (1976 y 1980).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte a las formaciones El Congo y el Eden (Franco-Alvarez, 1976) y a Embarcadero (Kozary, 1956c), así como a las formaciones Yara y Ceiba Hueca (Kozary, 1955f) y Media Luna (Kozary, 1957). También equivale al Miembro Rebarcadero.</p> <p>Área tipo: Se localiza entre las ciudades de Manzanillo y Campechuela, en la provincia Granma, y se desarrolla en forma de franja alargada en la margen oriental del Golfo de Güacanayabo entre la ciudad de Manzanillo y el Río Limones, y en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo.</p> <p>Descripción: La Fm Manzanillo está constituida por una alternancia de calizas bioclásticas arcillosas de granulometría variada, areniscas polimíticas y margas, y subordinadamente se encuentran intercalaciones de arcillas esmécticas, arcillas calcáreas, arcillas limosas (a veces yesíferas), calizas biohémicas, calizas detríticas, calizas micríticas, calizas dolomíticas y claciruditas. Los clastos de las areniscas proceden fundamentalmente del arco volcánico del Paleógeno y las coloraciones más frecuentes son crema, amarillo, gris y gris verdoso. Se dispone discordantemente sobre las formaciones Charco Redondo, Farallón Grande, San Luís, Sevilla Arriba, Paso Real y la parte indeferenciada del Grupo El Cobre, y concordantemente sobre la Fm Cabo Cruz con la cual también transiciona lateralmente. Está recubierta discordantemente por las formaciones Bayamo, Cauto, Dátil, Río Maya, Río Macío y Jutía, y la unidad informal Marga Demajagua. Es equivalente a las formaciones Bellamar, Baracoa, Júcaro, La Cruz y Punta Imías. Los espesores cortados en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo varían entre los 103 y los 1174 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Manzanillo está representado por foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostrácodos, moluscos, equinoides, corales, algas, crustáceos y fragmentos inclasificables de briozoos.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Gypsina</i> sp., <i>Amphistegina</i> sp., <i>Archaias</i> sp., <i>Elphidium</i> sp., <i>E. sagrai</i>, <i>E. cf. discoidale</i>, <i>E. puertoricense</i>, <i>E. lens</i>, <i>E. poeyanum</i>, <i>Amphisorus</i> sp., <i>Pyrgo</i> sp., <i>P. oblonga</i>, <i>P. subphaerica</i>, <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>Nonion</i> sp., <i>Eponides</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Triloculina</i> sp., <i>Dendritina</i> sp., <i>Streblus</i> sp., <i>Textulariella</i> sp., <i>Sorites</i> sp., <i>S. magna</i>, <i>Rotalia mexicana</i>, <i>R. beccarii</i>, <i>R. parkinsoniana</i>, <i>Bulimina</i> sp., <i>Marginopora</i> sp., <i>M. vertebralis</i>, <i>Ammonia beccarii</i> sobrina, <i>A. beccarii parkinsoniana</i>, <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Cibicides</i> sp., <i>Peneroplis</i> sp., <i>P. proteus</i> y <i>Miliolidos</i> sp.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Globigerina</i> sp., <i>G. nepenthes</i> (PL1), <i>Orbulina universa</i>, <i>Praeorbulina</i> cf. <i>sicana</i>, <i>P. bisphericus</i>, <i>Globorotalia</i> sp., <i>G. centralis</i>, <i>G. menardii</i> y <i>Globigerinoides</i> sp.</p> <p>Ostrácodos: <i>Acuticythereis elongata</i>, <i>Bairdia oblongata</i>, <i>B. aff. B. vitrix</i>, <i>Orionina fragilis</i>, <i>Quadracythere producta</i>, <i>Radimella confragosa</i>; <i>Cyprideis</i> sp., y <i>Quadracythere antillea</i>.</p> <p>Bivalvos: <i>Aequipecten perplexus</i>, <i>Amusium lyonii</i>, <i>Argopecten comparilis</i> n. subsp., <i>A. decorus</i>, <i>A. flabellum</i>, <i>A. perlatus</i>, <i>A. tethidis</i>, <i>A. vaun</i>, <i>Chlamys cruciana</i>, <i>C. landi</i> n. subsp., <i>Florimetus efferta</i>, <i>Hyotissa haitensis</i>, <i>Kuphus incrassatu</i>, <i>Ostrea portoricensis</i>, <i>Pecten ventonensis</i> y <i>Plagioctenium elevei</i>.</p> <p>Gasterópodos: <i>Malea camura</i> y <i>Orthaulax aguadillensis</i>, Equinoides: <i>Clypeaster antillarum</i>, <i>C. rosaceus cubensis</i> y <i>Schizaster vedadoensis</i>.</p> <p>Corales: <i>Acropora prolifera</i> y <i>Alcyonaria</i> sp.</p> <p>Algas: <i>Chara</i> sp.</p> <p>Crustáceos: <i>Bairdia</i> sp.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Manzanillo se sedimentó en un marino somero a transicional.</p> | |

2.9. Ficha estratigráfica de la Formación Manzanillo (mz).

| | |
|---|---|
| Fm Cabo Cruz (ccz), Kozary (1955a). | Mioceno Medio (parte alta)-Mioceno Superior. |
| <p>La Fm Cabo Cruz ha sido redescrita por Franco-Alvarez (1976).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte a la Fm Casimba (Wassall, 1955), así como a las formaciones Ceibabo (Kozary, 1958a), Las Puercas (Taber, 1934) y al Miembro Río Nuevo (Franco-Alvarez, 1976).</p> <p>Área tipo: Se localiza entre el Arroyo Río Nuevo y el Río Limones, al NE de la localidad de Cabo Cruz provincia de Granma, y se desarrolla desde el sur del Río Limones hasta las cercanías de la localidad de Pilón, en el extremo SO de la provincia de Granma.</p> <p>Descripción: La Fm Cabo Cruz está constituida por calizas bioclásticas arcillosas y subordinadamente muestra margas y pseudoconglomerados. Las calizas contienen abundantes tubos de Teredo y pueden estar ligeramente fosfatizadas. Los colores predominantes son el rojizo y el abigarrado. Se dispone discordantemente sobre las formaciones Pilón, Sierra del Purial, Sevilla Arriba, Paso Real y San Luis, y está recubierta discordantemente por las formaciones Río Maya y Jutía. En parte esta unidad pasa lateral y verticalmente a la Fm Manzanillo. Los espesores cortados en el subsuelo de la cuenca varían entre los 128 y los 335 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Cabo Cruz está representado por foraminíferos bentónicos y planctónicos, moluscos, equinoides, crustáceos, ostrácodos, algas, y fragmentos inclasificables de briozoos, púas de erizos y moldes e impresiones de bivalvos y corales.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Gypsina</i> sp., <i>G. globularis pilaris</i>, <i>Sorites</i> sp., <i>S. magna</i>; <i>Amphistegina</i> sp., <i>Operculinoides</i> sp., <i>Elphidium</i> sp., <i>Ammonia beccarii</i>, <i>Archaias</i> sp., <i>Pyrgo</i> sp., <i>Liebusella</i> sp., <i>Bulimina</i> sp., <i>Marginopora</i> sp., <i>Dendritina</i> sp., <i>Streblus</i> sp., y <i>Miliolidos</i> sp.</p> <p>Foraminíferos planctónicos: <i>Globorotalia</i> sp., <i>G. menardii</i>, <i>Globigerina</i> sp., <i>Orbulina</i> sp., <i>O. universa</i>, <i>Praeorbulina</i> sp., <i>Globigerinoides</i> sp., <i>G. obliquus obliquus</i>, <i>G. triloba</i>, <i>G. obliqua</i> y <i>Pseudohastigerina</i> sp.</p> <p>Bivalvos: <i>Kuphus incrassatus</i> y <i>Pectensoror codercola</i>.</p> <p>Gasterópodos: <i>Orthaulax aguadillensis</i>.</p> <p>Equinoides: <i>Clypeaster antillarum</i>.</p> <p>Ostrácodos: <i>Jugosocythereis</i> y <i>Cyterella</i> sp.</p> <p>Crustáceos: <i>Bairdia</i> sp.</p> <p>Algas: <i>Chara</i> sp.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Cabo Cruz se sedimentó en un medio marino somero a transicional.</p> | |

2.10. Ficha estratigráfica de la Formación Cabo Cruz (ccz).

| Unidad Informal Marga Demajagua (dmj), Franco-Alvarez (1976). | Plioceno Superior |
|---|-------------------|
| <p>La unidad Marga Demajagua ha sido redescrita por Franco-Alvarez (1980).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente a la Fm Ramón (Kozary, 1956c) y al Miembro Salvador (Franco-Alvarez, 1976).</p> <p>Área tipo: Se localiza entre las localidades de La Demajagua y San Ramón, provincia de Granma, y su desarrollo está limitado a la costa oriental del Golfo de Güacanayabo, en la misma provincia.</p> <p>Descripción: La unidad Marga Demajagua está constituida por margas arcillosas y margas fosilíferas con intercalaciones de arcillas bentónicas calcáreas de color verdoso y biocalcarentas de color amarillo a rojizo que pueden pasar a calizas bioclásticas de igual coloración. Se dispone discordantemente sobre la Fm Manzanillo y concordantemente sobre Río Maya. Su límite superior es erosivo. Es equivalente en parte a la Fm Canímar. Los espesores cortados en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo varían entre los 90 y los 170 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la unidad Marga Demajagua está representado por foraminíferos bentónicos, ostrácodos del Mioceno al reciente y corales.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Elphidium</i> sp., <i>Peneroplidae</i> sp., y <i>Miliolidae</i> sp.</p> <p>Bivalvos: <i>Argopecten comparilis</i> n. subsp., <i>Nodipecten pittieri</i>, <i>Ostrea</i> cf. <i>O. portoricensis</i>, <i>Spondylus americanus giganteus</i>. Los Corales tienen una amplia distribución, pero no se especifican ni los géneros ni las especies. La microfauna no es diagnóstica.</p> <p>Ambiente sedimentario: Los depósitos de la unidad Marga Demajagua se formaron en un medio marino somero.</p> | |

2.11. Ficha estratigráfica de la unidad informal Marga Demajagua (dmj).

| | |
|---|---|
| Fm Río Maya (rm), Franco-Alvarez (1976). | Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior |
| <p>La Fm Río Maya ha sido redescrita por Franco-Alvarez (1980) y Cobiella et al. (1984).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte a las formaciones Casimba (Wassall, 1955), Punta Maisí (Taber, 1934), Seboruco (Hill, 1894), al Grupo Rateritas (Franco, 1980) y a las unidades informales Calizas Coastal (Taber 1934) y Calcarea de Punta Maisí (Butterlin, 1956); así como a la Fm Camaroncito (Radócz y Franco-Alvarez, 1976).</p> <p>Área tipo: Se localiza en las Terrazas bajas de Maisí, provincia Guantánamo y alcanza su mayor desarrollo en forma de franja costera discontinua, entre Cabo Cruz y Gibara, provincias de Granma y Holguín, respectivamente.</p> <p>Descripción: La Fm Río Maya está constituida por calizas biohémicas algáles, calizas coralinas y calizas micríticas con corales en posición de crecimiento y fragmentarios. Subordinadamente se encuentran intercalaciones de conglomerados polimícticos de granulometría fina y cemento calcáreo, además de moldes y valvas de moluscos muy recristalizados. Las calizas se encuentran, frecuentemente, dolomitizadas y el contenido de arcilla es muy variable. Los colores más frecuentes son el blanco, amarillo, rosado y grisáceo. Se dispone discordantemente sobre las formaciones Baracoa, Cabo Cruz, Manzanillo, Camarones, Chafarina, Júcaro, La Cruz, Pílon, Sabaneta, San Antonio, San Luis, Sierra del Purial, la parte indiferenciada del Grupo El Cobre, los Miembros Baitiquirí (Fm San Antonio), Vega Grande (Fm Maquey) y Yacabo (Fm Punta Imías), las ultramafitas y granitoides, y probablemente sobre la Fm Júcaro. Está recubierta concordantemente por la unidad Marga Demajagua y discordantemente por las formaciones Baracoa, la parte indiferenciada de Jaimanitas y los Miembros Punta Monje y Tortuguilla. Esequivalente a las formaciones Canímar, Punta del Este y Vedado. Los espesores cortados en el subsuelo de la Cuenca cauto-Güacanayabo no superan los 323 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Río Maya está representado por escasos foraminíferos bentónicos, corales y moluscos.</p> <p>Foraminíferos bentónicos: <i>Amphistegina cf. Bowdenensis</i> y <i>Archaias sp.</i></p> <p>Corales: <i>Acropora prolifera</i>, <i>Diploria sarassotana</i> y <i>Montastrea cf. limbata</i>.</p> <p>Bivalvos: <i>Nodipecten ex gr. nunezi</i> y <i>Spondylus americanus cf. giganteus</i>.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Río Maya se acumuló en un medio marino somero.</p> | |

2.12. Ficha estratigráfica de la Formación Río Maya (rm).

| | |
|--|--|
| Fm Dátil (dt), Kozary (1957). | Plioceno Superior - Pleistoceno basal |
| <p>La Fm Dátil ha sido redescrita por Nagy (1976).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente a la Fm Alto Mateo (Kozary, 1956c).</p> <p>Área tipo: Se localiza entre el poblado de El Dátil y el Entronque de Bueycito, provincia Granma y se desarrolla en forma de franjas irregulares a lo largo del flanco septentrional de la Sierra Maestra, en la misma provincia.</p> <p>Descripción: La Fm Dátil está constituida por conglomerados polimícticos masivos con bajo grado de selección y débilmente cementados de color rojizo abigarrado. Se dispone discordantemente sobre las formaciones Barrancas, Charco Redondo, Farallón Grande, San Luis, Manzanillo y el Miembro Rolanda de la Fm Cabo Cruz, y la parte indiferenciada del Grupo El Cobre. Está recubierta discordantemente por la Fm Cauto y es equivalente a la Fm Jamaica. Según datos de sondeos los espesores no superan los de 48 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: Esta unidad no ha reportado restos fósiles.</p> <p>Ambiente sedimentario: Los depósitos de la Fm Dátil se sedimentaron en un medio continental.</p> | |

2.13. Ficha estratigráfica de la Formación Dátil (dt).

| Fm Bayamo (by), Jakus (1976). | Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior |
|---|--|
| <p>La Fm Bayamo ha sido redescrita por Franco-Alvarez (1980) y Kartashov et al. (1981).</p> <p>Sinonimia: No se han establecido equivalencias con esta unidad.</p> <p>Área tipo: Se localiza entre la localidad de Cauto Cristo y El Sombrero, en la provincia de Granma, y alcanza su mayor desarrollo en la llanura del Río Cauto, en las provincias de Las Tunas y Granma.</p> <p>Descripción: La Fm Bayamo está constituida por areniscas polimícticas de granulometría variable con cemento calcítico y calcítico-arcilloso entre las que se encuentran intercalaciones lenticulares de arcillas, arenas arcillosas y en menor medida yeso. La unidad muestra estratificación fina, lenticular y cruzada. En las areniscas se encuentran frecuentemente nódulos de calcita, goethita y oolitos ferromangánicos. Se dispone discordantemente sobre las formaciones Camazán, Charco Redondo, Manzanillo y Paso Real, y está recubierta concordantemente por la Fm Cauto y discordantemente por la Fm Río Macío. Es correlacionable con la Fm Guane. Los espesores cortados en el subsuelo de la Cuenca Cauto-Güacanayabo varían entre los 82 y los 340 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Bayamo está representado por escasas testas de foraminíferos mal preservados.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Bayamo se sedimentó en un medio transicional a continental.</p> | |

2.14. Ficha estratigráfica de la Formación Bayamo (by).

| Fm Cauto (ca), Blanché (1957). | Pleistoceno |
|---|--------------------|
| <p>La Fm Cauto ha sido redescrita por Jakus (1976) y Franco-Alvarez (1980a).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte a las Fm Camacho (Kartashov et al., 1976a), así como a las formaciones Congo Libre y Nipe (Blanché, 1957b), Embarcadero (Kozary, 1956c) y Van Horne (Kozary, 1955b).</p> <p>Área tipo: Se localiza en el valle del Río Cauto y alcanza su mayor desarrollo en las provincias de Granma, Holguín y Santiago de Cuba.</p> <p>Descripción: La Fm Cauto está constituida por arcillas, limos, areniscas, gravas y conglomerados polimícticos con estratificación horizontal y cruzada. Se dispone concordantemente sobre la Fm Bayamo y discordantemente sobre las formaciones Barrancas, Bitirí, Dátil, Camazán, Río Jagüeyes, Mícara, San Luís, Manzanillo, Güines y Paso Real, y la parte indiferenciada del Grupo El Cobre. Esta recubierta concordantemente por las formaciones Río Macío y Jutía. Los espesores cortados en el subsuelo de la cuenca varían entre los 10 y los 70 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: En la Fm Cauto no se han reportado restos fósiles.</p> <p>Ambiente sedimentario: Los depósitos de la Fm Cauto se sedimentaron en un medio transicional a continental.</p> | |

2.15. Ficha estratigráfica de la Formación Cauto (ca).

| Fm Jaimanitas (js), Brödermann (1940). | Pleistoceno Superior |
|--|----------------------|
| <p>La Fm Jaimanitas ha sido redescrita por Brödermann y Bermúdez (1940), Bermúdez (1950), Bermúdez y Hoffstetter (1959), Ducloz (1963), Brönnimann y Rigassi (1963), De la Torre (1966), Nemeč et al. (1967), Shanzer et al. (1975 y 1976), Kartashov et al. (1981), Franco-Alvarez (1976), Peñalver (1981), De Albear e Iturralde-Vinent (1985).</p> <p>Sinonimia: Es equivalente en parte a los grupos Jaimaitas (Kartashov et al., 1981) y Marianao (Brödermann y Rigassi, 1963), así como a la unidad informal Calizas Costeras (Taber, 1934). También equivale a las formaciones Ramón (Kozary, 1957c), Sabinal y Yuraguano (Kozary, 1956), y Seboruco (Schuchert, 1935). Es equivalente a la unidad informal Aglomerados Calcáreos los Cayos (Humboldt, 1826a, b).</p> <p>Área tipo: Se localiza en la Costa norte, entre el Río Almendares y la Bahía de Cabañas, provincias de La Habana y Artemisa, respectivamente. Se desarrolla en forma de franja discontinua a lo largo de la mayor parte de las costas cubanas.</p> <p>Descripción: La Fm Jaimanitas está constituida por calizas bioclásticas masivas carsificadas y muy fosilíferas que pueden pasar a calcarenitas masivas o finamente estratificadas. También contiene intercalaciones de margas. En esta unidad se encuentran conchas bien preservadas, corales de especies actuales y ocasionalmente biohermos. Se dispone discordantemente sobre los miembros Cerro Caudal, Cocodrilo, Guanál y Santa Isabel de la Fm Cayo Piedras, y las formaciones Grande, Güines, La Cruz, Mícara, Río Maya, Vázquez, Vedado, Versalles, Júcaro y Río Jagüeyes). También se dispone discordantemente sobre el grupo Remedios y las unidades informales Calciruditas Feliz y Conglomerado Camaroncito, con el cual no se conoce el carácter del contacto. Está recubierta concordantemente por la unidad informal Brecha Salado y discordantemente por las formaciones Playa Santa Fé, Río Macío y Jutía. Los espesores reportados en afloramientos de superficie no superan los 15 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Jaimanitas está representado por Conchas bien preservadas de bivalvos y gasterópodos, y restos esqueléticos variados, entre los que predominan los Corales que forman biohermos. Todos corresponden a especies actuales.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Jaimanitas se formó en un medio marino somero.</p> | |

2.16. Ficha estratigráfica de la Formación Jaimanitas (js).

| | |
|--|-----------------------------|
| Fm Villarroja (vr), Kartashov et al. (1976a). | Pleistoceno Superior |
| <p>La Fm Villarroja ha sido redescrita por Kartashov et al., 1981.</p> <p>Sinonimia: Es equivalente a en parte a la Fm Zapata (Spencer, 1894), así como a las formaciones Manguito y Don Eduardo (Iturralde-Vincent, 1967 y 1981) y La Gloria (Formell et al., 1981).</p> <p>Área tipo: Se localiza en las proximidades de la localidad de Artemisa, provincia homónima, y se desarrolla en forma de manto poco potente en las llanuras de las provincias de Artemisa, Mayabeque, Matanzas, Cienfuegos, Sancti Spiritus, Ciego de Avila y Camagüey. Localmente se encuentra en la parte NO de las provincias de Pinar del Río y Villa Clara, y al norte de Guantánamo.</p> <p>Descripción: La Fm Villarroja está constituida por arcillas arenosas y arena-limosas, arenas arcillosas y arenas cuarzosas de diversa granulometría, pigmentadas por hidróxidos de hierro (goethita). Contiene finos lentes y capas de grava de tamaño variado, frecuentemente con buena selección, constituidos por cuarzo y concreciones ferruginosas. Las arcillas son principalmente esmectita y caolinita. Localmente la estratificación puede ser lenticular y los colores varían en las tonalidades del rojo amarillento al rojo violáceo. Se dispone discordantemente sobre las formaciones Arabos, Cantabria, Cojímar, Colón, Crucero Contramaestre, El Embarcadero, Florida, Guanajay, Guevara, Güines, Jaruco, Mataguá, Nuevitas, Paso Real, Presa Jimaguayú, San Cayetano, Vedado, Vertientes, Yateras, el Grupo Remedios y los granitoides. Está recubierta concordantemente la Fm Jutía. Su espesor más frecuente varía entre los 2 y 3 m, aunque en algunos sitios puede alcanzar los 40 m.</p> <p>Fósiles y biozonas: El registro fósil de la Fm Villarroja está representado por escasos fragmentos de foraminíferos redepositados.</p> <p>Ambiente sedimentario: La Fm Villarroja se sedimentó en un medio marino somero.</p> | |

2.17. Ficha estratigráfica de la Formación Villarroja (vr).

