LA ESTRUCTURA DEL CINTURÓN DE MAIMÓN EN LA ISLA DE HISPANIOLA Y SUS IMPLICACIONES GEODINÁMICAS

G. Draper¹ y G. Gutiérrez-Alonso²

¹Department of Geology, Florida International University, Miami, Fl 33199, U.S.A. ²Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, Spain.

Resumen: El Cinturón Medio de la isla de Hispaniola está compuesto por varias unidades alargadas en dirección NO-SE, entre las que destacan las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe y el cinturón de Maimón, compuesto por rocas de origen volcánico metamorfizadas en condiciones de esquistos verdes. El margen SO del cinturón de Maimón es un cabalgamiento que da lugar a una zona de cizalla, por debajo del contacto con las peridotitas, de aproximadamente 3 km de potencia, compuesta de esquistos miloníticos y filoníticos en los que se encuentran criterios cinemáticos que indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N-NNE. El emplazamiento de las peridotitas produjo una deformación penetrativa que disminuye en intensidad progresivamente hacia el NE y que afecta a rocas del Grupo Maimón y de la Formación Los Ranchos, de edad Neocomiense. Interpretamos que esta deformación es el resultado de la obducción de la peridotita. Las calizas del Albense superior-Cenomanense discordantes sobre la Formación Los Ranchos no están afectadas por esta deformación penetrativa por lo que la edad de la obducción y emplazamiento de las peridotitas es Aptense-Albense. Proponemos que la ofiolita del Cinturón Medio esta formada por la asociación de rocas del Complejo Duarte y la peridotita de Loma Caribe. La obducción de esta ofiolita coincide con un cambio en la geoquímica de los magmas del Arco de Hispaniola por lo que sugerimos que ambos hechos se relacionan con un cambio en la polaridad de la subducción como ha sido propuesto por otros autores.

Palabras clave: Caribe, Hispaniola, Geología estructural, Zona de cizalla, Ofiolita, Obducción, Subducción.

Abstract: The Median belt of central Hispaniola is composed of several NW-trending sub-belts, composed of basalt, serpentinized Loma Caribe peridotite and the greenschist-grade, meta-volcanic Maimón belt. The southwestern margin of the Maimón belt, below the thrust contact with the peridotite, contains an approximately 3 km thick shear zone composed of mylonitic and phyllonitic schists whose kinematic indicators demonstrate N to NNE-directed thrust sense of motion. Penetrative deformation produced by the emplacement decreases progressively to the northeast and affects the Neocomian rocks of the Los Ranchos Formation. We suggest that this deformation was produced by the thrust obduction of the peridotite. Upper Albian-Cenomanian limestones that unconformably overlie the Los Ranchos are not penetratively deformed, thus indicating that both the deformation and obduction took place in Aptian-Albian times. As this event took place before the eruption of the adjacent basalts, we suggest that the Median belt ophiolite consists of the association of the Duarte complex meta-basalts and the Loma Caribe peridotite. The obduction of the Duarte-Loma Caribe ophiolite coincides with changes in the chemistry of the Hispaniola arc magmas. We suggest that both phenomena are related to a previously proposed subduction polarity reversal event.

Key words: Caribbean, Hispaniola, Structural geology, Shear zones, Ophiolite, Obduction, Subduction.

Draper, G. y Gutiérrez-Alonso, G. (1997): La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4): 281-299.

El Caribe es una región de compleja situación geodinámica, como se puede apreciar en la figura 1. Esta región está situada sobre la placa tectónica del Caribe, una placa oceánica de pequeño tamaño situada entre las placas Norte y Sudamericana y las Placa de Cocos y Nazca (Fig. 1B). Debido a esta peculiar situación y a su compleja evolución a lo largo del tiempo, existen una gran variedad de límites de placas tectónicas tanto actuales como fósiles que hacen de

este sector del hemisferio occidental un lugar idóneo para investigar las variadas y complejas relaciones entre distintos terrenos a lo largo de su historia geológica. En términos generales, la placa del Caribe está compuesta, en su sector central, por una meseta (plateau) oceánica en la que se sitúan dos arcos volcánicos actuales, en sus extremos occidental y oriental (América Central y las Antillas Menores), y fósiles, formando parte fundamentalmente de las Antillas Mayores. Esta

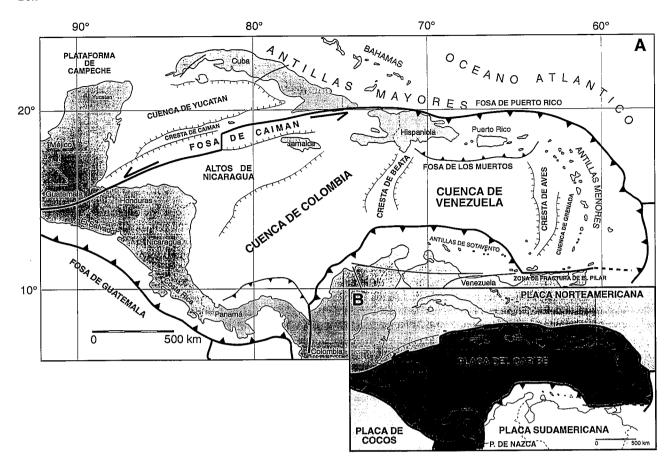


Figura 1.-Esquema tectónico de la Placa del Caribe en donde se puede apreciar los límites de la misma, sus relaciones con las placas adyacentes y los principales rasgos tectónicos del área.

placa litosférica se puede dividir en varias subprovincias (Fig. 1A), entre las que caben destacar los prismas de acreción situados en sus extremos este y oeste y las fallas transcurrentes que la limitan al norte y sur. Una descripción pormenorizada de estas provincias se puede encontrar en Draper et al. (1994). La literatura sobre la geología del Caribe es bastante amplia, siendo las síntesis más importanteslos trabajos de Dengo y Case (1990) y Donovan y Jackson (1994).

Dentro de los límites actuales de esta placa (Fig. 1B), cabe destacar: al este, la subducción de las placas Norte y Sudamericanas por debajo de la placa caribeña, dando lugar al arco volcánico que dibuja las Pequeñas Antillas; al norte, el límite transcurrente con la placa Norteamericana, que es transpresivo al este mientras que al oeste tiene una trayectoria con un escalón en el que la extensión debida al movimiento senestro de este límite se ve acompañada por la génesis de más de 100 km de corteza oceánica en el Surco del Caimán; el límite meridional, que ha actuado transcurrentemente con un sentido dextro durante la mayor parte de su historia geológica y que en la actualidad actúa como una zona de subducción en la que la placa del Caribe se consume por debajo de la Sudamericana; por último, el límite occidental es otra zona de subducción en la que la placa de Cocos y un pequeño sector de la placa de

Nazca subducen por debajo de la placa del Caribe, dando lugar al arco volcánico centroamericano. Además de estos accidentes que sirven de límite de esta placa tectónica, existen otros de menor importancia, situados en su interior y que se encuentran todos ellos reflejados en la figura 1, los cuales complican la interpretación de la evolución geodinámica de esta placa. Por último, la variación de la cinemática de las placas Norte y Sudamericana, que se han alejado desde el Triásico al Eoceno y que desde entonces a la actualidad se encuentran acercándose (Pindell *et al.*, 1988), complica aún más la interpretación evolutiva de las estructuras que se observan en las diferentes islas.

Dentro de los límites de placa fósiles preservados en los distintos terrenos que afloran en el Caribe, se pueden destacar los existentes en Jamaica (Draper, 1986), Cuba (Iturralde-Vinent, 1996), Colombia-Ecuador (Burke, 1988) y en la isla de Hispaniola que es el que nos ocupa en este trabajo, que evidencian la existencia de una zona de subducción de edad cretácica. Estos límites fósiles, junto con el gran cúmulo de investigaciones llevadas a cabo por gran número de autores, entre los que caben destacar los análisis tectónicos de Burke et al. (1984) y de Pindell (1990), nos sirven para describir una evolución del Caribe (Fig. 2).

El origen de la placa del Caribe tiene lugar en una

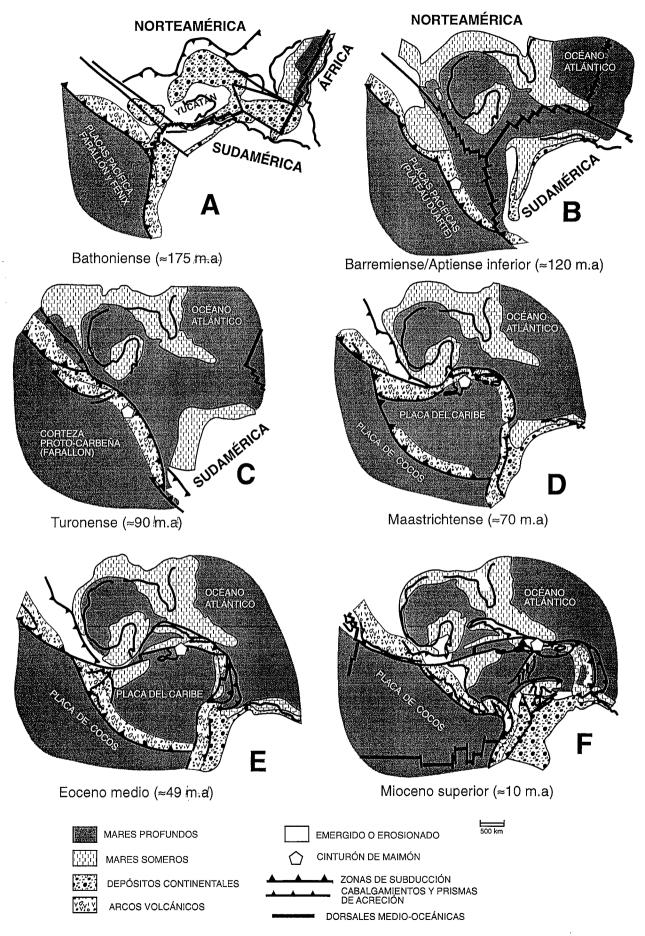


Figura 2.-Evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico (de acuerdo con Pindell, 1994). Se muestra la situación del Cinturón Central a lo largo de su historia geológica.

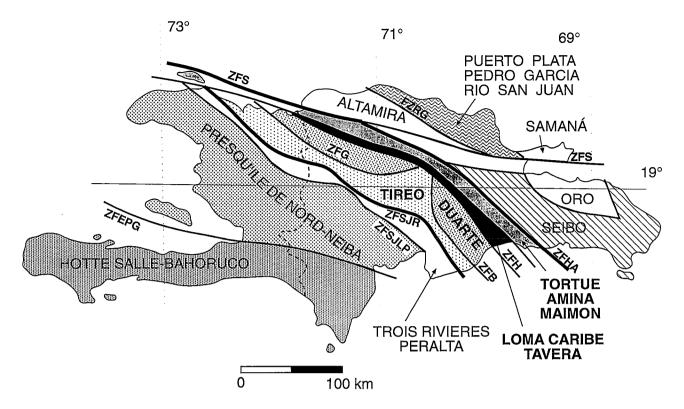


Figura 3.-Terrenos tectónicos de Hispaniola (Según Mann et al., 1991). El área de estudio se encuentra situado en los terrenos de Tortue-Amina-Maimón, Loma Caribe-Tavera, Duarte y Tireo (en negrita) que constituyen el Cinturón Central limitado por líneas más gruesas. Las fallas que separan estos terrenos se denominan: ZFRG-Zona de Fractura de Río Grande; ZFS- Zona de Fractura Septentrional; ZFG- Zona de Fractura de Guácara; ZFHA-Zona de fractura de Hatillo; ZFH-Zona de fractura de Hispaniola; ZFB-Zona de fractura de Bonao; ZFSJR-Zona de fractura de San José-Restauración; ZFSJLP-Zona de fractura de San Juan-Los Pozos; ZFEPG-Zona de fractura de Enriquillo-Plantain Garden.

meseta oceánica (plateau) o en una "provincia ígnea extensa" (large igneous province, LIP; Duncan et al., 1994) situada en el Pacífico, y concretamente en la placa de Farallón durante el Jurásico y el Cretácico más bajo (Burke et al., 1984; Pindell y Barrett, 1991; Pindell 1994). Esta naturaleza de la corteza oceánica del Caribe se ha evidenciado desde el punto de vista geoquímico (Kerr et al., 1997) y geofísico (Case et al., 1990; Donelly, 1994). Se trata de una meseta oceánica caracterizada por coladas basálticas (flood basalts) de edad Cretácico superior (88-89 Ma. mediante 40Ar-39Ar, Duncan et al., 1994). La corteza oceánica situada por debajo tiene una probable edad Cretácico inferior y se formó en el punto triple de las placas Pacífica, Farallón y Fénix (Hall, 1995).

En la figura 2 se observa cómo la placa Caribeña resulta del desplazamiento relativo hacia el E de un fragmento de la placa Pacífica después del cambio de polaridad de la subducción de la placa Pacífica por debajo de la Pangea y del protocaribe (Fig. 2 A, B y C), después del inicio de la rotura y desmembramiento del supercontinente, y su posterior individualización por la génesis de una nueva zona de subducción en el oeste que da lugar al arco volcánico Centroamericano. La subducción del oceáno Atlántico bajo la placa del Caribe hacia el oeste se hace necesaria desde el punto de vista cinemático para emplazar la placa del Caribe en

el Dominio Atlántico. Esta necesidad cinemática, y no otros tipos de argumentos geológicos, fue la causa de que se postulase la inversión de la polaridad de la subducción.

Por último, existe en la actualidad un movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el este, respecto a las Norte y Sudamericana, de 1 a 2 cm/año, aunque la aproximación de las placas Norte y Sudamericana desde el Eoceno hasta la actualidad complica el esquema que se observa en la placa Caribeña y es la responsable de las situaciones transtensionales y transpresionales que se observan en los márgenes norte y sur de la misma en la actualidad.

En la figura 2 se puede apreciar la situación de la proto isla de Hispaniola, un arco de islas volcánico, a lo largo de su historia geológica y el itinerario de más de 1000 km de longitud seguido desde su origen hasta su situación actual. Esta figura refleja la gran movilidad de los terrenos situados en la placa del Caribe, en particular Hispaniola, y la gran cantidad de escenarios geodinámicos en los que se ha hallado la isla, lo que explica la complejidad de su estructura actual y la dificultad para descifrar las estructuras más antiguas y su historia geológica más temprana.

El presente trabajo trata de la evolución más temprana de esta placa tal y como se puede deducir de las investigaciones realizadas en la isla de Hispaniola, más

Terreno	Terreno de Tortue- Maimón-Amina	Terreno de Loma Caribe-Tavera	Terreno de Duarte	Terreno de Tireo
Litología	Metatobas, riolitas y basaltos, queratófidos cuarcíticos, esquistos y rocas metasedimentarias	Harzburgitas y dunitas serpentinizadas	Metavulcanitas máficas y ultramáficas	Rocas volcánicas y epiclásticas
Eda d	Cretácico inferior	Jurásico	Jurásico superior	Cretácico superior
Encuadre geo dinámico	Arco magmático	Manto oceánico anómalo (Plateau)	Corteza oceánica	Arco magmático

Tabla I.- Características más importantes de los terrenos de Hispaniola involucrados en este estudio.

concretamente en la Cordillera Central de la República Dominicana. Hispaniola forma parte de la provincia geológica denominada Cinturón Orogénico de las Antillas Mayores, compuesto por esta isla junto con las de Puerto Rico, las Vírgenes y Cuba. Estas islas están compuestas por un basamento de características oceánicas, cuya edad es posiblemente jurásica o más antigua, recubierto por rocas con características de arcos magmáticos de edad Cretácico inferior a Paleógeno. Estas rocas se originaron como depósitos volcánicos, epiclásticos y plutónicos y están relacionados con rocas sedimentarias detríticas y carbonatadas. La edad de este cinturón orogénico está siendo discutida y la suma de eventos tectónicos superpuestos existentes complica la resolución de este problema.

Este trabajo aporta evidencias que permiten situar la existencia de una obducción de corteza oceánica, un conjunto ofiolítico, de edad aptense-albense en la Cordillera Central de la isla de Hispaniola, en el denominado Cinturón de Maimón. La obducción se encuentra acompañada por la existencia de una importante deformación en condiciones de metamorfísmo de bajo grado. Este cinturón orogénico es el responsable del inicio de la existencia de terrenos en este sector, los cuales se han ido acretando posteriormente, dando lugar a la génesis de los microcontinentes que configuran el cinturón de las Antillas Mayores.

Geología de Hispaniola

En el contexto descrito, la isla de Hispaniola se puede describir como un edificio volcánico de edad comprendida entre el Cretácico inferior y el Eoceno inferior (Figs. 3 y 4). Este arco volcánico se encuentra fuertemente modificado por la tectónica transcurrente que tuvo lugar en el Terciario superior y que dió lugar a grandes fracturas de rumbo con movimiento senestro (Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991, Draper et al., 1994). Esta isla, sin embargo, no forma un arco volcánico único, sino que las rocas ultrabásicas, fuertemente serpentinizadas, que afloran a lo largo de la Cordillera Central, en el denominado Cinturón Central (Median Belt), separan dos edificios volcánicos distintos a los que se ha asignado clásicamente una edad Cretácico superior (Bowin, 1966; Fig. 5).

Además de estos edificios volcánicos, cabe distinguir en Hispaniola una serie de terrenos, separados por fallas, que están formados por rocas con diferentes historias geológicas. El concepto de terreno usado en Hispaniola no implica necesariamente que todos ellos provengan de áreas alejadas de la isla y que han sido acrecionados a la misma. Se han descrito 12 terrenos distintos en Hispaniola (Mann et al., 1991, Draper et al., 1994), cuya situación se encuentra reflejada en las figuras 3 y 4. En el presente trabajo nos centraremos en las relaciones de los cuatro terrenos que integran el Cinturón Central (Median Belt), el cual presenta una complicada orografía y ostenta las mayores alturas del Caribe (Pico Duarte, 3175 m). Estos terrenos son los de Tortue-Maimón-Amina, Loma Caribe-Tavera, Duarte y Tireo, cuyas características más importantes se pueden apreciar en la Tabla I.

Las relaciones estructurales de los componentes del Cinturón Central y la edad de la deformación presente en las rocas no ha sido establecida con claridad debido a la ausencia de cartografías geológicas precisas y a la falta de edades, paleontológicas o absolutas, de algunas unidades existentes en este cinturón. Los problemas surgen de la falta de fósiles en algunas de las unidades, por lo que el único sistema para datar algunas de ellas es establecer las relaciones estructurales de contemporaneidad de la deformación con otras rocas de las cuales se disponga de datos cronológicos y, por consiguiente, establecer una edad mínima para esas rocas. Este sistema permite aquilatar con bastante precisión la historia geológica, que de otra manera sería altamente especulativa. Además, el hecho de tratarse de los terrenos que reflejan los eventos más antiguos reconocibles en Hispaniola, la cual ha sido objeto de una tectónica activa desde el Cretácico inferior hasta la actualidad, hace que la superposición de estructuras y el rejuego de fracturas a lo largo de su dilatada historia compliquen aún más las posibles interpretaciones. Por ejemplo, trabajos previos (Theyer, 1983) sugieren que las

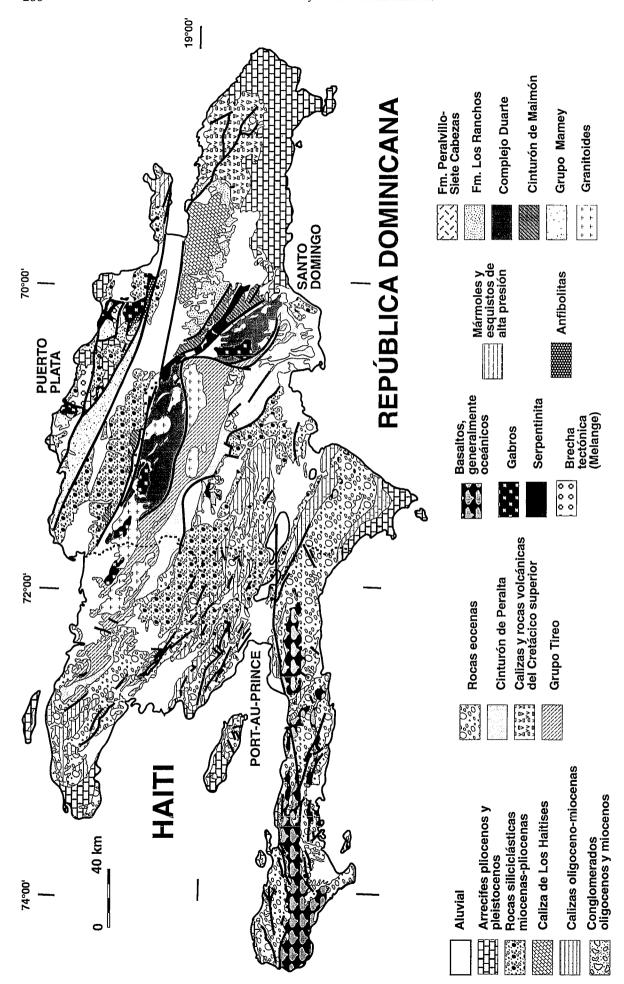


Figura 4.-Mapa geológico de la Isla de Hispaniola.

rocas ultramáficas del terreno de Loma Caribe (Figs 3 y 4) fueron emplazadas hacia el sur a partir de una zona de raíz de tipo Alpino situada en la parte norte de Hispaniola; Boisseau (1987) considera que estas mismas rocas ultramáficas estaban asociadas a rocas basálticas de edad Cretácico superior configurando un conjunto ofiolítico y que fueron emplazadas hacia el norte sobre rocas de un arco volcánico en el Maastrichtense; Draper y Lewis (1991) sugirieron una cinemática similar a la propuesta por Boisseau (1987), con la salvedad de que el conjunto ofiolítico se habría originado como una cuenca de retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas del Cinturón Central durante el Campaniense (ideas que ahora no mantenemos). La variedad de interpretaciones ilustra las dificultades existentes para precisar algunos aspectos de la evolución geológica más temprana de esta isla.

En este trabajo presentamos datos cartográficos y estructurales de un sector del terreno de Tortue-Amina-Maimón, concretamente del Cinturón de Maimón (Maimon Belt), correspondiente a rocas del arco volcánico de edad Cretácico inferior que sugieren un modelo estructural de evolución del Cinturón Central en tres etapas diferentes: (1) emplazamiento (obducción) mediante un cabalgamiento hacia el norte-noreste (orientación actual) de litosfera oceánica representada por los terrenos Duarte y Loma-Caribe, en la que las peridotitas (Loma Caribe) representarían manto litosférico por debajo de la corteza oceánica, sobre el arco de islas durante el Aptiense y el Albense Inferior; (2) recubrimiento de estas estructuras por rocas de otro arco volcánico, superpuesto al anterior, desarrollado en el Cretácico superior; y (3) reactivación de las estructuras previas y génesis de nuevos cabalgamientos durante la compresión existente en el Eoceno superior. La suma de las tres etapas descritas dió lugar a la configuración actual.

Encuadre Geológico

Para encuadrar geológicamente el área de estudio, es necesario primeramente hacer un breve resumen de la estratigrafía y caracterización petrológica de los materiales que integran el Cinturón Central. La distribución de estos materiales en el área estudiada se puede apreciar en el mapa geológico de la figura 5. Debido al carácter local de muchas de estas formaciones, así como al hecho de estar limitadas a los dominios separados por la serpentinita de Loma Caribe, no se pueden construir columnas estratigráficas representativas, por lo que es más práctica la enumeración sistemática de las distintas unidades descritas y las relaciones existentes o propuestas entre ellas.

El Cinturón Central s.s. se compone de seis unidades que se corresponden con los afloramientos de las distintas formaciones existentes (Fig. 5) y cuyas relaciones se describirán a continuación. De SW a NE son el Grupo Duarte, la Formación Siete Cabezas, el Com-

plejo de Río Verde, de dudosa naturaleza y significado, la peridotita de Loma Caribe, la Formación Los Ranchos, la Formación Peralvillo y el Grupo o Cinturón de Maimón, este último compuesto por meta-vulcanitas afectadas por un metamorfismo en condiciones de esquistos verdes y cuya estructura es el principal objeto de este estudio.

El Complejo Duarte limita el Cinturón Central por el Suroeste (Fig. 3) y está formado por las rocas más antiguas que afloran en Hispaniola. Está constituido por una gran cantidad de metabasaltos con alto contenido en Mg que pueden ser coladas masivas o lavas almohadilladas. Estos basaltos alternan con niveles de chert interestratificados en la parte alta en los que se ha hallado fauna de edad Jurásico superior (Montgomery et al., 1994). El Complejo Duarte está cortado, también, por diques de naturaleza dolerítica datados por K/ Ar en 127 Ma (Bowin, 1966). Los estudios geoquímicos realizados (Draper y Lewis, 1989, 1991; Lewis y Jiménez, 1991) muestran un quimismo de tipo E-MORB comparable al de otras mesetas oceánicas (plateaus) o montañas submarinas (seamounts). Estas rocas han sido metamorfizadas en condiciones de grado bajo y medio, desde facies prehnita-pumpellita a facies anfibolita.

El Grupo Maimón es el conjunto de rocas de edad más incierta de las existentes en el Cinturón Central. Está compuesto por rocas ígneas de composición basáltica a cuarzo-queratofídica, acompañadas de rocas sedimentarias entre las que se pueden encontrar conglomerados con cantos de rocas volcánicas, cuarcitas, esquistos y calizas recristalizadas (en ocasiones mármoles). El hallazgo de niveles de chert no ha servido para recobrar fauna que pudiese indicar su edad, y el hallazgo de restos de equinodermos, espinas fundamentalmente, muy deformadas no permite precisar la edad; sólo la geometría y ornamentación de dichas espinas parece sugerir una edad Cretácico inferior (Donovan, com. pers., 1995). Toda la formación está afectada por un proceso de alteración hidrotermal en el que destaca la génesis de un gran número de venas de epidota que muestran diversos grados de deformación. El metamorfismo que se aprecia en estas rocas se encuentra siempre por debajo de la facies de la biotita.

Especial importancia en la interpretación del Cinturón Central tiene la Formación Los Ranchos, de edad Cretácico inferior (Neocomiense, Kesler et al., 1991) y su correlación con el Grupo Maimón es fundamental para resolver la evolución del Cinturón Central. De acuerdo con Kesler et al. (1991), ambas unidades litoestratigráficas solo difieren en la profundidad a la que se formaron, siendo las rocas del Grupo Maimón las más profundas. La Formación Los Ranchos está compuesta por flujos espilíticos, que pueden presentar ocasionalmente almohadillas, queratófidos y cuarzo queratófidos recubiertos por rocas sedimentarias siliciclásticas. Presenta una foliación penetrativa que es de plano axial de los pliegues decamétricos que ocasionalmente se reconocen. El metamorfismo es de bajo

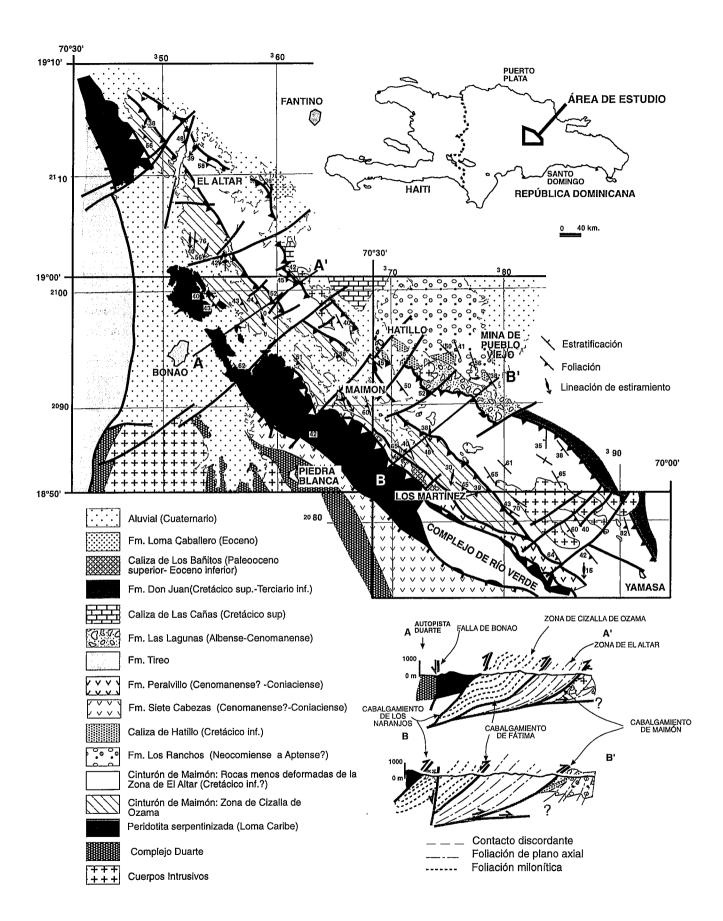


Figura 5.-Mapa geológico del Cinturón Central (basado parcialmente en Bowin, 1966)

grado, sin que aparezca nunca biotita. Esta formación presenta una gran importancia minera ya que en ella se encuentran la minas de oro de Pueblo Viejo.

La Caliza de Hatillo, de edad albense-cenomanense (Bowin, 1966; Russel y Kesler, 1991), está compuesta por calizas marinas de ambientes someros, reposa discordantemente sobre la Formación Los Ranchos y no muestra la foliación existente en la formación infrayacente. Por tanto, el origen de la foliación queda restringido a una edad pre-Albense-Cenomanense. Esta formación y todas las demás de edad más reciente no presentan ningún tipo de deformación interna, por lo que no existen foliaciones relacionadas con las estructuras que se reconocen en ellas.

La Formación Las Lagunas está compuesta por tobas y arenas de origen volcánico y brechas polimícticas atravesadas por diques de diorita. Reposa concordante sobre la Caliza de Hatillo. La ausencia de fauna no permite una datación precisa por lo que se le asigna una edad albense-cenomanense.

La Formación Siete Cabezas está compuesta por flujos basálticos de grano fino, aglomerados volcánicos y tobas. Su edad se establece a partir de los radiolarios encontrados en capas de chert y se atribuye al Cenomaniense-Turonense o Coniacense. Boisseau (1987) considera que estas rocas forman parte de la ofiolita del Cinturón Central.

La Formación Peralvillo es otra de las formaciones de índole volcánica distinguidas en este sector. Está compuesta por coladas máficas, tobas y brechas volcánicas acompañadas de sedimentos epiclásticos. Según Boisseau (1987), su edad es también cenomanenseconiacense, aunque para esta atribución se basa en una correlación incierta con algunas partes de la secuencia de la Formación Siete Cabezas. Trabajos geoquímicos en esta formación (Espaillat et al., 1990) indican que son basaltos parecidos, aunque no idénticos, a los basaltos de fondo oceánico (OFB) y/o a basaltos de tipo calcoalcalino. Aunque no se aprecia su base sobre el Grupo Maimón, esta formación debe de ser posterior, ya que la foliación que afecta a este último no se encuentra en estas rocas.

La Formación Tireo es de edad Cenomanense a Maastrichtense. Es una gran pila de coladas volcánicas, tobas y sedimentos epiclásticos intruidos por chimeneas y pequeños cuerpos de tipo cuarzo-queratófido. En la parte más baja tiene un carácter máfico, pero la parte mas alta de esta formación las rocas presentan características andesíticas (Lewis et al, 1991)

El depósito de rocas durante el Mesozoico termina con la Formación Caliza de Las Cañas que es similar a la Calizas de Hatillo pero posee gran cantidad de fósiles, sobre todo gasterópodos y rudistas, y con el depósito de la Formación Don Juan, compuesta por areniscas inmaduras, arcosas, conglomerados, tobas y algunas calizas. Su edad es Campaniense o Maastrichtense a Paleoceno medio.

Por último, cabe destacar la existencia de rocas de edad terciaria y cuaternaria. Las terciarias están repre-

sentadas por las Formaciones Loma Caballero y Los Bañitos compuestas, respectivamente, por grauvacas y tobas con lapilli con algunas lentes de caliza la primera, y por tobas, arcillas y calizas y conglomerados calizos finamente estratificados la segunda. Las rocas cuaternarias son sedimentos aluviales sin consolidar que rellenan los fondos de los valles o las zonas más deprimidas, como la denominada Depresión de Bonao o el cauce del Río Yuma y los productos de alteración de rocas máficas, fundamentalmente las serpentinitas, que dan lugar a suelos lateríticos de importancia, que en ocasiones se encuentran enriquecidos en Ni, y dan lugar a explotaciones económicas como es el caso de Loma Caribe.

Con respecto a las rocas ígneas no efusivas, hay que destacar la existencia de una continua banda de serpentinitas, producto de la alteración de peridotitas que responden al nombre de Loma Caribe. Estas peridotitas son de tipo alpino y están compuestas por harzburgitas y dunitas. Esta asociación es típicamente representativa de roca mantélicas y como tal ha sido interpretada clásicamente (Thayer, 1969; Lewis, 1982). El emplazamiento de estas rocas, y más concretamente su cinemática, ha sido ampliamente discutido. Su edad, tanto del protolito como de su emplazamiento también ha sido objeto de controversia; uno de los principales objetivos de este trabajo es establecer la cinemática y la edad de dicho emplazamiento y, por consiguiente, limitar parcialmente la edad del protolito.

En el mapa geológico del área estudiada (Fig. 5) se puede apreciar la existencia de rocas de carácter granitoide dispersas por todo el área. En general, son tonalitas e intruyen a la Formación Las Lagunas, por lo que su edad es post-Cenomanense. Datos isotópicos de las tonalitas que intruyen en el Grupo Duarte indican una edad que varía entre 87 y 45 Ma. (Kesler et al., 1977; Kesler y Sutter, 1977; Cribb et al., 1989).

Es necesario añadir un comentario acerca del denominado Complejo de Río Verde que aparece en el sector suroriental del área estudiada. Este complejo había sido atribuido al Grupo Duarte, pero la existencia de una asociación de rocas compuesta por anfibolitas, gabros, basaltos y meta-esquistos de origen volcánico ha permitido una individualización reciente (Lewis y Draper, 1995). La edad de esta unidad, así como su origen y significado, aún no han sido establecidos.

En cuanto a la estructura general de la zona, se pueden separar dos dominios distintos, el flanco norte del Cinturón y el Cinturón Central s.s. El flanco norte está compuesto por la Formación Los Ranchos, cubierta discordantemente por las Fms. Hatillo, Las Lagunas, Las Cañas, Don Juan y Loma Caballero. El flanco norte está cabalgado por el sector más oriental del Cinturón Central s.s., y concretamente por el Cinturón de Maimón, dando lugar al accidente denominado Cabalgamiento de Maimón. La edad de este cabalgamiento es post Eoceno inferior, aunque su historia es probablemente compleja, tratándose este último movimiento de un rejuego del mismo.



Figura 6.-Afloramiento de los materiales deformados de la Zona de Cizalla de Ozama junto al río Ozama. Puede apreciarse la existencia de pliegues apretados, isoclinales e incluidos en la foliación. Los pliegues afectan a venas de cuarzo y niveles ricos en epidota en una matriz clorítica.



Figura 8.-Forma cerrada en rocas máficas del Grupo Maimón resultado de la erosión de un pliegue en vaina. Valle del río Ozama en las proximidades de Los Martínez.

Tanto el flanco norte como el Cinturón Central s.s. y los accidentes más importantes que se detectan en el sector se encuentran afectados por una serie de fallas de dirección media N50°E (Fig. 5) que desplazan los contactos de manera senestra. El conjunto está limitado por el oeste por otra importante falla que se denomina Falla de Bonao, cuya historia y significado se desconoce, aunque sus últimos rejuegos tienen carácter neotectónico.

La estructura del Cinturón de Maimón

Como se ha mencionado previamente, el Cinturón de Maimón está compuesto fundamentalmente por rocas volcánicas con algunas intercalaciones sedimentarias (Kesler *et al.*, 1991) y su edad precisa se desconoce aunque se sitúa en torno al Cretácico infe-

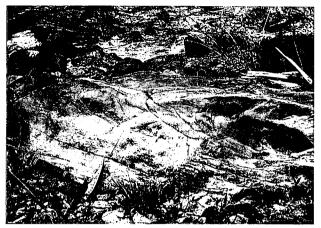


Figura 7.-Pliegue métrico isoclinal desarrollado en los niveles más félsicos de la Zona de Cizalla de Ozama junto al río Ozama.

rior (Draper *et al.*, 1995, 1996). Las rocas que lo constituyen presentan un elevado contraste en la deformación interna entre los diversos sectores en los que afloran, lo que confiere a esta unidad un elevado interés por la complejidad de la estructura y por tratarse de la unidad que presenta rocas con una mayor deformación del Cinturón Central.

Atendiendo a la intensidad de la deformación, proponemos la separación de dos provincias estructurales distintas con una geometría alargada (Fig. 5): (a) una zona más interna (adyacente a la Peridotita de Loma Caribe) a la que hemos denominado Zona de Cizalla de Ozama y que es una potente banda de rocas muy deformadas, compuesta por milonitas félsicas intercaladas en filo-milonitas máficas que han sufrido un episodio de deformación en condiciones de esquistos verdes, y (b) una zona externa, denominada Zona de El Altar, de esquistos félsicos y máficos intercalados con algunos, muy escasos, niveles de mármol y meta-cherts que presentan fábricas menos penetrativas que en ningún caso llegan a ser milonitas. Ambas bandas están separadas de manera abrupta por lo que interpretamos como un cabalgamiento, denominado Cabalgamiento de Fátima. Este cabalgamiento tiene características fundamentalmente frágiles, aunque en la base del bloque de techo aparece una banda de rocas con una deformación dúctil muy intensa. La historia de este cabalgamiento puede ser compleja al haber sufrido varios rejuegos a lo largo de su evolución. Esta interpretación contrasta con la de Kesler et al. (1991), quienes interpretaron el Cinturón de Maimón como una única unidad constituida por una serie de bandas de rocas meta-ígneas y metasedimentarias. Coincidimos en la apreciación de estos autores en lo que se refiere a la naturaleza de esos protolitos en la zona externa; por contra, en el bloque de techo, donde el alto grado de deformación existente oblitera las texturas originales, es imposible distinguir-

El límite SO de este cinturón es un importante cabalgamiento que superpone las Peridotitas de Loma Caribe sobre la zona de cizalla de Ozama. Se trata de un plano de fractura neto que buza aproximadamente 40° al O y que hemos denominado Cabalgamiento de los Naranjos por ser en este paraje donde mejor aflora. El límite NE del Cinturón de Maimón es otra falla inversa, un cabalgamiento de orientación similar al de Los Naranjos, que superpone rocas del Grupo Maimón sobre rocas más jóvenes y que indica que el movimiento más reciente del mismo es de edad eocena. Esta falla inversa recibe el nombre de Cabalgamiento de Maimón (Bowin, 1966).

La Zona de Cizalla de Ozama

Las rocas de la zona de cizalla de Ozama afloran a lo largo de todo el Cinturón aunque su mejor afloramiento se encuentra en las orillas del Río Ozama, en las proximidades de la localidad de Los Martínez. La zona de cizalla de Ozama tiene una geometría tabular, un buzamiento muy constante hacia el SO y una potencia estimada de unos 3000 m, medida perpendicularmente a la foliación. Las rocas que forman esta zona de cizalla son bandas de rocas félsicas y máficas con potencias métricas a decamétricas. En las tectonitas generadas en ambas litologías se aprecian fábricas planares y lineares bien desarrolladas. La lineación mineral de estiramiento está definida por cristales de actinolita alineados, granos de cuarzo con geometría elipsoidal y/o agregados de epidota. Las bandas máficas contienen un bandeado centimétrico muy bien desarrollado. Es bastante común encontrar venas de cuarzo finas, centimétricas, que se encuentran intensamente plegadas solidariamente con el bandeado, dando lugar a pliegues isoclinales y llegando a desarrollar charnelas desenraizadas y pliegues incluidos en la foliación (Fig. 6).

Los pliegues existentes son de escala decimétrica a métrica (Fig. 7) y tienen doble vergencia, hallándose ocasionalmente pliegues en vaina que dan formas cerradas en secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento (Fig. 8). La existencia de pliegues con los flancos muy o completamente atenuados da lugar a que la roca adquiera un aspecto que puede confundirse con un metaconglomerado (Fig. 6), especialmente en afloramientos muy meteorizados. La orientación de las charnelas de los pliegues coincide con el círculo máximo que representa la orientación de la foliación (Figs 9a y b), hecho congruente con la existencia de pliegues con charnelas curvadas. No obstante, se aprecia una clara concentración de ejes de pliegues paralela a la lineación de estiramiento. Ambas observaciones y el tipo de estructuras existentes son propias de las zonas de cizalla en condiciones dúctiles en la que ha predominado el componente de cizalla simple (Hansen, 1971). La concentración de los ejes de pliegues alrededor de la lineación de estiramiento indica que la cizalla es tan intensa que el ángulo de separación de Hansen es muy próximo a 0°. De estos datos se infiere que el vector de movimiento de la cizalla tiene una orientación N a NNE y cabecea hacia el sur. Del análisis de la

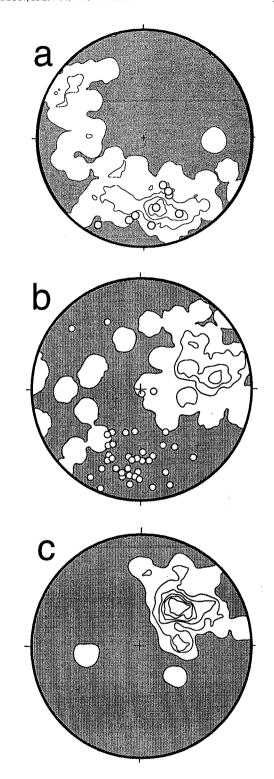


Figura 9.-Orientación de elementos estructurales en el Cinturón de Maimón. En todos los caso se trata de falsilla equiareal, hemisferio inferior (Contornos a intervalos del 4% para el 1% del área). a) Orientación de elementos estructurales presentes en la Zona de Cizalla de Ozama medidas en el cauce de este río. Los contornos muestran la distribución de los ejes de pliegues dando lugar a un círculo máximo (N=98). Los círculos muestran la orientación de la lineación de estiramiento de minerales y agregados de epidota, coincidente con el máximo de distribución de ejes de pliegues. b) Orientación de los polos de planos de foliación en la Zona de Cizalla de Ozama a lo largo de todo el área estudiada (N=398). Los círculos representan la orientación de la lineación mineral de estiramiento. c) Orientación de los polos de planos de foliación en la Zona de El Altar (N=102).

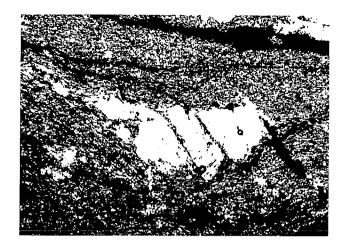


Figura 10.-Microfotografía de un porfiroclasto de feldespato en una matriz de cuarzo recristalizado en condiciones dúctiles.

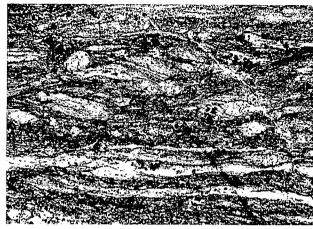


Figura 11.-Microfotografía de foliaciones compuestas de tipo clivaje de crenulación extensional o bandas de cizalla.

asimetría de los pliegues observados se deduce que la mayoria de ellos indican un movimiento de esta zona de cizalla como una falla inversa (Carreras y Santanach, 1973; Cowan y Brandon, 1994).

En lámina delgada, muestran fábricas típicas de zonas de cizalla dúctil. Las litologías más ricas en cuarzo muestran fábricas de tipo milonítico en las que es patente el comportamiento plástico de los granos de cuarzo, mientras que en las más máficas tienen texturas de carácter más filonítico. Los criterios cinemáticos microtexturales indican un movimiento hacia el norte del bloque de muro. Estos criterios son porfiroclastos rotados con colas de presión asimétricas tipo σ , porfiroclastos de feldespato rotos y girados (bookshelf, Fig. 10), y foliaciones compuestas de tipo clivaje de crenulación extensional o bandas de cizalla (Fig. 11).

Otro tipo de análisis estructural aplicado sobre estas rocas ha sido el estudio de las orientaciones cristalográficas preferentes del cuarzo. Esta técnica ha sido aplicada en las rocas más félsicas y en venas sintectónicas que han sido deformadas solidariamente con el resto de la roca. El análisis de las petrofábricas en estas rocas muestra la actuación de mecanismos de cizalla dúctil (Fig. 12) indicando un movimiento de falla inversa o de cabalgamiento. Las muestras recogidas a lo largo de la Zona de Cizalla de Ozama muestran simetrías monoclínicas que están representadas por guirnaldas de círculo menor (SG) y guirnaldas completas (CG) de tipo 1 (Lister, 1977; Schmidt y Casey, 1986), Estas guirnaldas indican la existencia de deformaciones rotacionales en un contexto de cizalla simple e indican la actuación de deslizamientos de los planos basales en dirección de <a>, lo que es típico de las zonas de cizalla desarrolladas en condiciones de baja temperatura (menos de 350°, o en la parte más baja de los esquistos verdes; Blacic, 1975). Esta última conclusión es coherente con la mineralogía metamórfica que se aprecia en esta zona de cizalla en la que nunca se ha detectado la existencia de biotita (Draper y Lewis, 1991).

La Zona de El Altar del Cinturón de Maimón

La Zona Externa del Cinturón de Maimón está constituida por rocas volcánicas y sedimentarias deformadas, sin metamorfizar o en condiciones de esquistos verdes. En ellas se aprecia una foliación penetrativa mucho menos intensa que la de la parte interna del cinturón. En algunos lugares se pueden apreciar las características originales de las rocas, volcánicas y sedimentarias, como disyunción columnar, brechas volcánicas y la estratificación. En lámina delgada se pueden apreciar texturas porfíricas y amigdalares que, aunque deformadas, aún pueden ser reconocidas con claridad.

La zona externa tiene una geometría tabular, paralela a la de la Zona de Cizalla de Ozama (Fig. 5), variando su potencia de norte, donde es más estrecha, a sur, donde alcanza una potencia superior a los 5000 m. Es notoria la ausencia de pliegues a macro y mesoescala, aunque la falta de buenos marcadores y buenos afloramientos puede ser la causa de que no se reconozcan. En general, se trata de una secuencia que buza hacia el SO con una foliación primaria que buza en la misma dirección (Fig. 9c) y que está más inclinada que la estratificación, indicando una vergencia general hacia el NE. El grado y estilo de la deformación varía a lo largo del cinturón, aunque casi siempre se puede apreciar la existencia de una foliación penetrativa. La distinta naturaleza de esta foliación con respecto a la de la Zona de cizalla de Ozama se puede ilustrar mediante la comparación de las petrofábricas de cuarzo realizadas en ambas zonas. Mientras que los diagramas de orientación preferente del cuarzo de la Zona de Cizalla de Ozama muestran un origen relacionado con la actuación de cizalla simple (Fig. 12) los de las del Cinturón externo son típicos de cizalla pura, ya que muestran guirnaldas simétricas poco definidas (Fig. 13A) o no muestran la actuación de deformación plástica intracristalina en el cuarzo al encontrarse los ejes <c> dispuestos al azar (Fig. 13B). De todas maneras, en los sectores más próximos al cabalgamiento de Fátima se observan fá-

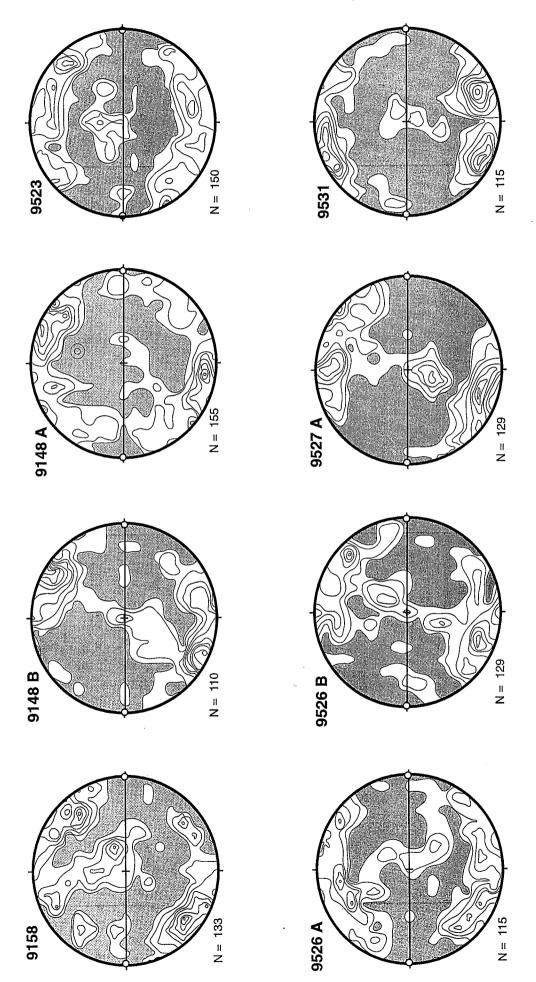
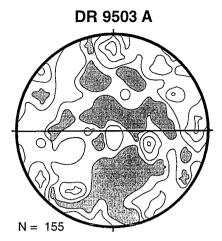


Figura 12.-Petrofâbricas de ejes <0> de cuarzo de la Zona de Cizalla de Ozama. Falsilla equiareal, hemisferio inferior, intervalos de 0,5%, 1%, 2%, 3%, etc. para el 1% del área. Las líneas indican el plano de foliación y los puntos la lineación mineral de estiramiento. En todos los gráficos el NE está a la derecha.



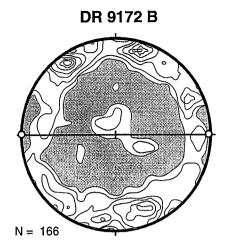


Figura 13.-Petrofábricas de ejes <c> de cuarzo de la Zona de EL Altar. Falsilla equiareal, hemisferio inferior, intervalos de 0,5%, 1%, 2%, 3%, etc. para el 1% del área. Las líneas indican el plano de foliación y los puntos la lineación mineral de estiramiento. En todos los gráficos el NE está a la derecha.

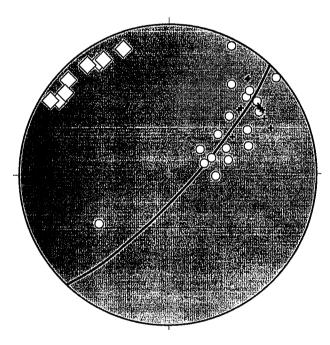


Figura 14.- Orientación de las estructuras observadas en la Formación Los Ranchos en la mina de Pueblo Viejo. Diagrama equiareal, hemisferio inferior. Círculos - polos de la estratificación; rombos - ejes de pliegues; cruces - polos de la foliación.

bricas más penetrativas y en ocasiones algunos criterios cinemáticos, como foliaciones compuestas de tipo SC, indicativos de la existencia de una componente de deformación rotacional.

Relaciones entre el Grupo Maimón y las Fms. Los Ranchos y Caliza de Hatillo

Las excavaciones de la mina de oro a cielo abierto de Pueblo Viejo (Fig. 5) permiten una buena observación de la Formación Los Ranchos (Kesler *et al.*, 1991a, 1991b; Russel y Kesler, 1991). En dichas excavaciones, aparece una foliación penetrativa que es

paralela al plano axial de pliegues asimétricos vergentes al NE, observables en los metasedimentos del Miembro Pueblo Viejo. La orientación de los elementos estructurales, estratificación, foliación y ejes de pliegues se puede apreciar en la figura 14.

La Caliza de Hatillo se encuentra discordante sobre la formación Los Ranchos en los alrededores de esta mina. Russel y Kesler (1991) han sugerido una edad Cenomanense, posiblemente Albense, para estas calizas, considerando los hallazgos fosilíferos en su base. Aunque la Caliza de Hatillo se encuentra afectada por pliegues, éstos muestran un elevado ángulo entre flancos, y no se ha observado en ella una deformación penetrativa paralela a los planos axiales de los mismos, limitando por consiguiente, la edad de la deformación en la Formación Los Ranchos. Kesler et al. (1991a) asignan una edad neocomiense a la Formación Los Ranchos basándose en restos fósiles vegetales. Esta edad se confirma mediante el uso de isótopos de plomo que han dado como resultado edades modelo de 135 Ma (208Pb-204Pb), 130 y 115 Ma(207Pb-204Pb) (Kessler et al., 1991a). Por lo expuesto, la edad de la deformación penetrativa en Los Ranchos es Post-Neocomiense y pre Albense/Cenomanense, es decir, se produciría entre 100 y 120 Ma aproximadamente (Escala temporal de Palmer, 1983).

Un modelo Estructural para la evolución del Cinturón Central

Una interpretación clave para entender la estructura de este sector es la correlación de las fábricas penetrativas que se observan en la Formación Los Ranchos y en el Grupo Maimón. Existen varios argumentos que sostienen esta correlación. En primer lugar, la orientación de las foliaciones es muy constante a través de las distintas unidades que hemos descrito. En segundo lugar, el continuo gradiente en la disminución de la penetratividad o intensidad de las foliaciones genera-

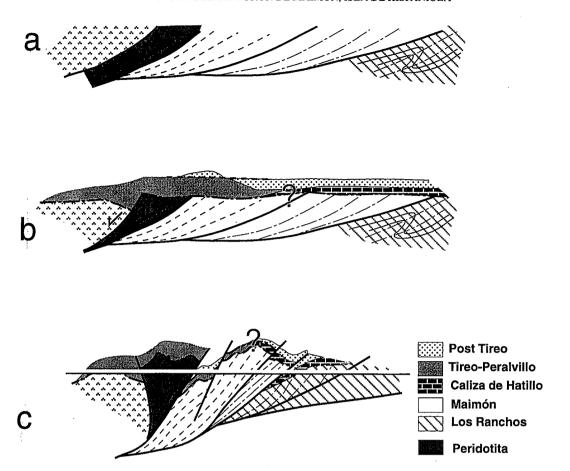


Figura 15.-Modelo estructural de la evolución del Cinturón Medio. a) Situación correspondiente a aproximadamente el tránsito Aptense-Albense (120 a 110 Ma); la ofiolita de Duarte-Loma Caribe es obducida, mediante un cabalgamiento, sobre el arco de islas del Cretácico inferior representado por el Grupo Maimón y la Formación Los Ranchos. Se produce un metamorfismo en condiciones de bajo grado que disminuye en intensidad hacia abajo, alejándose del plano de cabalgamiento. En el Grupo Maimón, y en el contacto con las rocas del conjunto ofiolítico se genera la Zona de Cizalla de Ozama. b) Durante el Cretácico superior y parte del Terciario, tras el emplazamiento de la ofiolita, el Grupo Maimón y la Formación Los Ranchos se ven cubiertos por rocas volcánicas y sedimentarias. c) Durante la actividad compresiva del Eoceno medio-superior, se reactivan antiguas fracturas dando lugar a la configuración actual. Se produce la rotación pasiva de alguna de las estructuras previas como la falla normal que limita la Peridotita de Loma Caribe por el Suroeste.

das desde el SO hacia el NE hace pensar que se trata de un único evento. En tercer lugar, la ausencia de superposición de estructuras, ya que sólo existe una foliación primaria y nunca se observan clivajes de crenulación, indica que no han existido en este sector dos eventos que produzcan foliación en las rocas. Teniendo en cuenta estos criterios y la edad de la deformación que se puede deducir de las relaciones entre la Formación Los Ranchos y la Caliza de Hatillo, se puede afirmar que la deformación más importante del Cinturón de Maimón y del Cinturón Central tuvo lugar durante el Aptense-Albense inferior. Basándonos en esta edad, y teniendo en cuenta las relaciones con las unidades adyacentes, creemos que el mecanismo que produjo la deformación descrita fue la obducción hacia el N o NNE de la peridotita de Loma Caribe sobre el Cinturón de Maimón, tal y como se muestra en la figura 15. Es posible que la peridotita, situada en el bloque de techo, calentase ligeramente las rocas del Cinturón de Maimón situadas más próximas al cabalgamiento, facilitando la deformación dúctil de la Zona de Cizalla de Ozama. El emplazamiento caliente de esta peridotita no

viene confirmado por la existencia de una suela granulítica bien desarrollada. Tal vez las características del afloramiento impiden su observación, aunque sí existe un gradiente metamórfico y de deformación invertido en el que las rocas más metamorfizadas y más deformadas están más cerca de la peridotita. La orientación de las estructuras de la Formación Los Ranchos sugiere que en una secuencia normal (forward) la dirección de cabalgamiento ha debido cambiar en los últimos estadios de deformación de NNE a NE o que se han producido rotaciones posteriores que han modificado de distinta manera la orientación de las estructuras a un lado y otro del Cabalgamiento de Maimón.

Durante el Cretácico superior, el Cinturón Central fue cubierto por coladas volcánicas y rocas volcanosedimentarias representadas por las formaciones Las Lagunas, Siete Cabezas y Peralvillo (Fig. 15). Al oeste del Cinturón Central, en la Cordillera Central se generaba un gran edificio volcánico, superpuesto a las estructuras descritas, que estaba integrado por las rocas de la Formación Tireo (Lewis *et al.*, 1991) conformando el eje magmático de un nuevo arco volcáni-

co. La acumulación de rocas volcánicas se mantuvo hasta el Eoceno inferior. Durante el Eoceno medio y parte del Eoceno superior, la isla de Hispaniola sufrió un nuevo evento compresivo que no dio lugar a la génesis de deformaciones dúctiles acompañadas de foliaciones en la zona estudiada. El único efecto de esta compresión en el Cinturón Central es la reactivación de algunas estructuras, concretamente de los cabalgamientos previos, y la génesis de pliegues de amplio radio de curvatura y gran ángulo entre flancos. La reactivación del Cabalgamiento de Maimón dio lugar a que las rocas del grupo Maimón se superpongan a rocas del Cretácico superior y del Eoceno. La reactivación del Cabalgamiento de los Naranjos permitió que se preserven rocas de las Formaciones Peralvillo y Los Bañitos al quedar cobijadas bajo las Peridotitas de Loma Caribe. El plegamiento producido causó, probablemente, la rotación de la falla normal que limita las peridotitas por el oeste, haciendo que aparezca en la actualidad como una falla muy vertical o ligeramente invertida (Fig. 15).

Discusión y conclusiones

El modelo estructural presentado requiere un ajuste de los modelos geodinámicos invocados previamente para explicar la particular disposición geológica del área estudiada.

En primer lugar, se deben hacer varias consideraciones generales para discutir algunas de las particularidades que presenta este área. Llama la atención, en contraste con otros lugares comparables, la existencia de una sola foliación por debajo de la Peridotita de Loma Caribe cuando, en general, los procesos de obducción se reconocen en áreas que han sufrido varios episodios de deformación dúctil, con varias foliaciones superpuestas que dan lugar a clivajes de crenulación y que son terrenos polimetamórficos en los que se reconoce una trayectoria prograda seguida de otra retrógrada que es, habitualmente, la más manifiesta. Otro hecho a tener en consideración es la situación geodinámica del proceso de obducción de una corteza oceánica sobre un arco de islas, ya que los procesos de obducción se producen sobre todo cuando existen continentes bien desarrollados que ejercen de contrafuerte (butress). En el caso que nos ocupa no existía tal masa de corteza continental, lo que puede ser la causa de las singularidades que presenta la obducción en este lugar. Sólo la existencia de una meseta oceánica, con suficiente flotabilidad para no ser subducida (Hill, 1993) sería la causa de la obducción que se observa en el Cinturón Central y dicha meseta sería, a la postre, el origen de la corteza que forma la placa del Caribe y que habría obducido en distintos puntos de su margen en distintas épocas (Kerr et al., 1997). Bajo esta perspectiva debe entenderse el modelo geodinámico que se presenta en este trabajo (Fig. 16) y que es la descripción de los primeros estadios de colisión entre la meseta oceánica existente en el Pacífico en tiempos precretácicos y el arco de islas desarrollado por la subducción de la placa Pacífica por debajo de posiblemente Pangea, en un principio, y del proto-Atlántico con posterioridad (Fig. 2).

Algunos autores consideran que las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo están asociadas con la Peridotita de Loma Caribe y que juntas formaban una serie ofiolítica desmembrada (Boisson, 1987; Draper y Lewis, 1991). Sin embargo, nuestros resultados indican que el emplazamiento y obducción de la peridotita tuvo lugar antes de que los basaltos de Peralvillo y Siete Cabezas fuesen extruidos, lo que invalida la interpretación de estos autores. Nosotros sugerimos que los verdaderos componentes de la asociación ofiolítica del Cinturón Central son la Peridotita de Loma Caribe y el Complejo Duarte, y que dicha peridotita debe estar por debajo del Grupo Duarte, como parece indicar la existencia de numerosos pequeños cuerpos de esta naturaleza que aparecen incluidos en este grupo. El Grupo Duarte, además, presenta metamorfismo en condiciones de esquistos verdes y una foliación desarrollada esporádicamente, subparalela a la que se encuentra en el Cinturón de Maimón (Draper y Lewis, 1991). Nosotros pensamos que este metamorfismo y deformación se han podido producir durante la obducción, aunque son necesarios estudios más detallados para poder probar esta hipótesis. Debido a la especial naturaleza que presenta la corteza oceánica de las mesetas oceánicas, el componente gabroico de una asociación ofiolítica está ausente en el Grupo Duarte, mientras cabría esperar la presencia de rocas de este tipo en una corteza oceánica normal.

Durante el tránsito Aptense-Albense, el cambio en el quimismo de las rocas volcánicas generadas en el arco volcánico que era Hispaniola es atribuido a una inversión de la polaridad de la subducción en el sistema del arco volcánico (Lebrón y Perfit, 1993, 1994) y Cuba central (Stanek y Cabrera, 1991). Esta idea de una inversión de la polaridad de la subducción se debe inicialmente a Mattson (1979) y ha sido desarrollada posteriormente en varios modelos de evolución de la placa del Caribe (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barrett 1990; Pindell, 1994). La coincidencia temporal de la deformación que describimos en este trabajo con la del cambio en la composición de los magmas del arco sugiere que el cambio en la polaridad de la subducción en el Arco de las Antillas Mayores está relacionado con la obducción de la Ofiolita de Duarte-Loma Caribe durante el Cretácico medio.

Concluyendo, sugerimos que el Complejo Duarte y la Peridotita de Loma Caribe son los componentes de una ofiolita jurásica en la que la corteza oceánica tiene afinidades con la de las mesetas oceánicas o montañas submarinas y que fue obducida sobre rocas del Cretácico inferior coincidiendo con una inversión de la polaridad de la subducción. En la figura 16 se presentan dos alternativas para explicar el emplazamiento de esta ofiolita en el contexto de una inversión de la polaridad de la subducción. El primer modelo indica que la

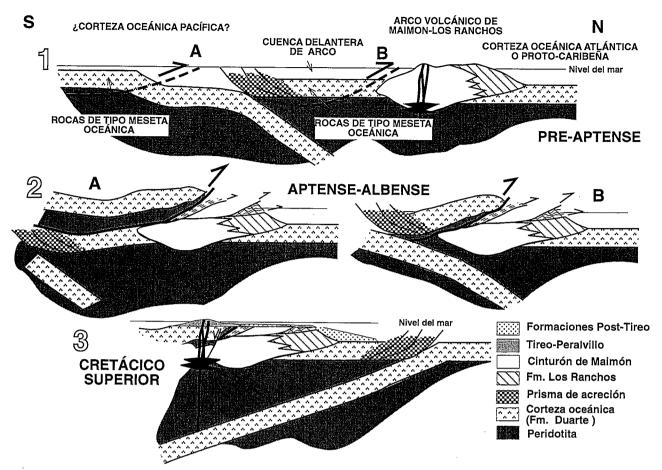


Figura 16.-Esquemas ilustrando la evolución tectónica y estructural del Cinturón Medio en la isla de Hispaniola. 1: Configuración del arco de islas previa al Aptense (Neocomiense) con anterioridad al cambio en la polaridad de la subducción; A representa el lugar donde se produce el cabalgamiento basal de la Peridotita de Loma Caribe si ésta y el Complejo Duarte se interpretan como integrantes de la litosfera Pacífica; B en el caso de que representen el basamento de la cuenca delantera del arco (forearc basin). 2: Obducción de la Ofiolita durante el Aptense-Albense; A muestra la delaminación de la litosfera Pacífica y la obducción sobre el arco de las Antillas; B muestra una interpretación alternativa en la que obduce la cuenca delantera del arco. 3: Se produce el cambio en la polaridad de la subducción en el Albense tardío y el Cenomanense dando lugar a un nuevo arco volcánico superpuesto al existente previamente.

ofiolita proviene de la placa que subduce (A) y es alóctona, mientras que el segundo considera que la ofiolita proviene del substrato sobre el que se formó el Arco de las Antillas Mayores (B), esto es, que es esencialmente parautóctona. En el primer caso, la Ofiolita de Duarte-Loma Caribe se separó de la placa que subduce y cabalgó sobre el arco volcánico formado por las rocas del Grupo Maimón confiriéndoles la deformación que se aprecia actualmente. En el segundo caso, el plano de obducción se desarrolló en la cuenca delantera del arco (forearc) y la ofiolita se emplazó junto con la parte más externa del arco externo. En la actualidad no existen criterios para discernir entre ambas posibilidades, aunque ninguna de las dos invalida las conclusiones alcanzadas en este trabajo (Draper et al., 1996).

Otros lugares donde se puede apreciar la existencia de un evento orogénico Aptense-Albense de características similares es en Puerto Rico, donde se han descrito asociaciones ofiolíticas emplazadas hacia el Norte (Mattson, 1973) aunque no existen datos que precisen su edad más que pre-Campaniense. En Cuba, aunque hay un cambio en el quimismo de las rocas del arco

(Stanek y Cabrera, 1991), no se ha reconocido este evento, aunque es posible que sí esté representado pero muy modificado por otros eventos más importantes durante el Campaniense y el Eoceno (Pszczolkowski y Flores, 1986; Iturralde-Vinent, 1994; Draper y Barros, 1994).

Los mecanismos tectónicos precisos que produjeron el cierre de la zona de subducción para producir la inversión de la polaridad y los efectos orogénicos que la acompañaron permanecen problemáticos. Pindell (1994) sugiere que el cierre se debió al inicio de la apertura del Atlántico Sur, que aumentó considerablemente la velocidad relativa de Sudamérica con respecto al manto. Esta aceleración y la mayor flotabilidad de la placa Pacífica, causada por el ascenso (upwelling) de una superpluma mantélica (Vaughn, 1995) habrían sido la causa de esta inversión.

Agradecemos a Salvador Brouwer y sus colegas de Falconbridge Dominicana el apoyo prestado durante la elaboración de este trabajo así como por permitirnos observar testigos de sondeos y muestras. Cheo Rodriguez nos guió en la mina de Rosario Dominicana en Pueblo Viejo. La financiación de este

estudio ha corrido a cargo de una beca de la Fundación Mellon, administrada por el Latin American-Caribbean Center de la Florida International University, para G. Draper y becas DGICYT PB-93-1149-C03-02 y de la Universidad de Salamanca para G. Gutiérrez-Alonso. Los comentarios y revisiones de versiones previas de este manuscrito realizadas por M. Gross, J. Joyce, J. Lewis, P. Mann, V. Sissons y J. Pindell han mejorado en gran manera este trabajo. Los autores agradecen las revisiones realizadas por A. Marcos y P. Santanach que han servido para clarificar tanto las ideas presentadas como su exposición.

Bibliografía

- Blacic, J.D. (1975): Plastic deformation mechanism in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, 27: 271-294.
- Boisseau, M. (1987): Le Flanc nord-est de la CordillÉre central Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): un edifice de nappes Cretacé polyphase: *Tesis Doctoral*, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 200 pp. (inédita)
- Bowin, C. (1966): Geology of the Central Dominican Republic (case history of part of an island arc). En: Caribbean Geological Studies (Hess, H. Ed.) Geological Society of America Memoir 98: 11-84.
- Burke, K. (1988): Tectonic evolution of the Caribbean. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 16: 201-230.
- Burke, K., Cooper, C., Dewey, J.F., Mann, P. y Pindell, J.L. (1984): Caribbean tectonics and relative plate motions. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 162: 31-63.
- Carreras, J. y Santanach, P.F. (1973): Micropliegues y movimiento en los cizallamientos profundos del Cabo de Creus. *Est. Geol.*, 29: 439-450.
- Case, J.E., MacDonald, W.D. y Fox, P.J. (1990): Caribbean crustal provinces; seismic and gravity evidence. En: The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region: (Dengo, G. y Case, J.E., Eds.). Geological Society of America, Boulder, Colorado: 15-36
- Cowan, D.S. y Brandon, M.T. (1994): A symmetry based method for kinetic analysis of large-slip brittle fault zones. *Amer. J. Sci.*, 294: 257-306.
- Cribb, J.W., Jiménez, J., Lewis, J.F. y Sutter, J.F. (1989): 40Ar/39Ar ages from Loma de Cabrera batholith; implications for timing of tectonic events in Northern Hispaniola. *Geol. Soc. America*, Abstracts with Programs, 21: A267.
- Dengo, G. y Case, J.E. (Eds.) (1990): The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region,. *Geological* Society of America, Boulder, Colorado, 528 pp.
- Donnelly, T.W. (1994): The Caribbean Cretaceous basalt association: a vast igneous province that includes the Nicoya Complex of Costa Rica. *Profil (Univ. Stuttgart)*, 7: 17-45.
- Donovan, S.K. y Jackson, T.A. (Eds.) (1994): Caribbean Gelogy, An introduction. The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica, 289 pp.
- Draper, G. (1986): Blueschists and associated rocks in eastern Jamaica and their significance for Cretaceous plate-margin development in the northern Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 48-60.
- Draper, G. y Barros, J.A. (1994): Cuba. En: Caribbean Gelogy, An introduction, (Donovan, S.K. y Jackson, T.A., Eds.), The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica: 65-86.
- Draper, G. y Lewis, J.F. (1989): Petrology and structural development of the Duarte Complex, Central Dominican Republic: a preliminary account and some tectonic implications. *Transactions 10th Caribbean Geological*

- Conference, Cartagena, Colombia, 1983: 103-112.
- Draper, G. y Lewis, J.F. (1991): Geologic map of the central Dominican Republic (1:150,000). En: Geological and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola, (Mann, P., Draper, and Lewis, J.F., Eds.), Geol. Soc. America, Special paper, 262, Plates 2a and b
- Draper, G. y Lewis, J.F. (1991): Metamorphic belts of central Hispaniola. En: Geological and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola, (Mann, P., Draper, y Lewis, J.F. Eds.), Geol. Soc. America, Special paper, 262: 29-45
- Draper, G., Gutiérrez, G. y Lewis, J.F. (1995): Thrust deformation of low grade meta-volcanic rocks in the Maimón Belt, Central Hispaniola. Programme and Abstracts, 3rd Conference of the Geological Society and Trinidad & Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, 1995; 46.
- Draper, G., Gutiérrez, G. y Lewis, J.F. (1996): Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbeal arc polarity reversal. *Geology*, 24: 1143-1146.
- Draper, G., Jackson, T.A. y Donovan, S.K. (1994): Geologic provinces of the Caribbean Region. En: *Caribbean Gelogy, An introduction*, (Donovan, S.K. y Jackson, T.A., Eds.), The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica: 3-12.
- Draper, G., Mann, P. y Lewis, J. F., (1994): Hispaniola. En: Caribbean Gelogy, An introduction, (Donovan, S.K. y Jackson, T.A., Eds.), The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica: 129-150.
- Duncan, R.A., Sinton, C.W. y Donnelly, T.W. (1994): The Caribbean Cretaceous Basalt Province: an oceanic LIP [abstract]. *Transactions of the American Geophysical Union* (EOS), 75 (44): 594.
- Espaillat, J., Bloise, G., Macveigh, J.G. y Lewis J.F., (1990): Petrography and geochemistry of mafic rocks of the Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, central Dominican Republic. En: *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*, (Larue, D.K. y Draper, G. Eds.) St. Croix, U.S. Virgin Islands, August 1989, Miami Geological Society, Miami: 573.
- Hall, S. A. (1995): Oceanic basement of the Caribbean Basins. *Abstracts with programs, Geological Society of America* (Annual Meeting, New Orleans), 27 (6): A-153.
- Hill, R.I. (1993): Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, 30: 193-206.
- Hansen, E. (1971): Strain Facies. Springer Verlag, New York, 207 pp.
- Iturralde-Vinnent, M.A. (1994): Cuban geology: A new plate tectonics synthesis. *J. Petrol. Geol.*, 17: 39-70.
- Iturralde-Vinent, M.A. (Ed.) (1996): Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IGCP Project 364, Caribbean Ophiolites and Volcanic Arcs, Spec. Contrib. 1, Miami. 254 pp.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A. y Saunders, A.C. (1997): The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: *AGU Monograph on Large Igneous Provinces*. (Mahoney, J.J. y Cofin, M.Eds.).
- Kesler, S. E., Sutter, J. F., Jones, L. M. y Walker, R. L. (1977): Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5: 245-247.
- Kesler, S.E. y Sutter, J.F. (1977): Progress report on radiometric age determination in the Caribbean region.

- Abstracts, 8th Caribbean Geological Conference: 85-86.
- Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., McCurdy, K. y Cumming, G.L. (1991a) Geology and geochemistry of the of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic studies the North American Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*, (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geol. Soc. America Special Paper 262: 187-202.
- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C. Santos, L., Rodríguez, A. y Fondeur, L. (1991b): Geology of the Maimón Formation, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic studies the North American Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*, (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geol. Soc. America Special Paper 262: 173-186.
- Kesler, S.E., Russell, N., Seaward, M., Rivera, J., McCurdy, K., Cumming, G.L. y Sutter, J.E. (1981): Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic. *Economic Geology*, 76: 1096-1117.
- Lebrón, M.C. y Perfit, M.R. (1993): Stratigraphic and petrochemical data supports subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island arc. *Jour. Geol.*, 101: 389-396.
- Lebrón, M.C. y Perfit, M.R. (1994): Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229: 66-100.
- Lewis, J. F. (1982): Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980: 403-408.
- Lewis, J.F. y Draper, G., (1990): Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: *The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region*: (Dengo, G. y Case, J.E. Eds.). *Geological Society of America*, Boulder, Colorado: 77-140.
- Lewis, J.F. y Draper, G. (1995): Amphibolites and associated rocks of the Rio Verde Complex in the Median Belt, central Hispaniola: their petrologic, structural and tectonic significance in the emplacement of the Loma Caribe peridotite. Programme and Abstracts, 3rd Conference of the Geological Society and Trinidad & Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, 1995: 46.
- Lewis, J. F. y Jiménez J.G. (1991): Duarte Complex in the La Vega-Janico area, central Hispaniola geological and geochemical features of the sea floor during early stages of arc evolution, En: Geologic and tectonic studies the North American Caribbean Plate Boundary in Hispaniola, (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geol. Soc. America Special Paper, 262: 115-141.
- Lewis, J. F., Amarante, A., Bloise, G., Jiménez, J.G. y Domínguez, H., (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Tireo Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: Geologic and tectonic studies the North American Caribbean Plate Boundary in Hispaniola, (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geol. Soc. America Special Paper 262: 143-163.
- Lister, G. S., (1977): Discussion: Crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39: 51-54.
- Mattson, P.H. (1973): Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles. Geol. Soc. Amer. Bull., 84:

- 21-37.
- Mattson, P.H. (1979): Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the northern Caribbean. *Jour. Geol.*, 87: 293-304.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (1991): An overview of the geologic and tectonic evolution of Hispaniola. En: *Geologic and tectonic studies the North American Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*, (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geol. Soc. America Special Paper 262: 1-28.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A. y Pindell, J.L. (1994): A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: *GSA Today*, 1 (1): 1-6.
- Palmer, A.R. (1983): The Decade of North American Geology 1983 geologic time scale. *Geology*, 11: 503-504.
- Pindell, J.L. (1990): Arguments for a Pacific origin of the Caribbean Plate. En: Transactions of the 12th Carbbean Geological Conference, St. Croix, U.S. Virgin Islands. (Larue, D.K. y Draper, G. Eds.) Miami Geological Society, Florida: 1-4.
- Pindell, J.L. (1994): Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: *Caribbean Gelogy, An introduction*, (Donovan, S.K. y Jackson, T.A., Eds.), The University of the West Indies Publishers' Association, Kingston, Jamaica: 13-39.
- Pindell, J. L. y Barrett, S. F. (1991): Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region: (Dengo, G. y Case, J.E. Eds.). Geological Society of America, Boulder, Colorado: 404-432
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., LaBrecque, J. y Haxby, W. (1988): A plate kinematics framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121-138.
- Pindell, J. L. y Dewey, J.F. (1982): Permo Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1: 179-211.
- Pszczolkowski, A. y Flores, R. (1986): Fases tectónicas del Cretácico y el Paleógeno en Cuba occidental y central. *Bull. Polish Acad. Sci.*, 34: 95-111.
- Russel, N. y Kesler, S.E. (1981): Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic studies the North American Caribbean Plate Boundary in Hispaniola, (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geol. Soc. America Special Paper; 262: 203-215.
- Schmid, S. M. y Casey, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. En: Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume. *Geophysical Monograph*, 36: 263-286.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A. y Storey, M., (1993): ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages from Gorgona Island, Colombia and the Nicoya peninsula, Costa Rica. *EOS, Trans. AGU*, 74: 553.
- Stanek, K. P. y Cabrera, R. (1991): Tectonomagmatic development of central Cuba. Zentralblatt für Geologie und Palèontologie Teil I, 6: 1571-1580
- Theyer, P. (1983): An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1438-1441.

Manuscrito recibido el 2 de Marzo de 1997 Aceptado el manuscrito revisado el 31 de Octubre de 1997