

Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño

The metamorphism and structure of the Maimón Formation and Duarte and Río Verde Complexes, Dominican Central Cordillera: implications for the structure and evolution of the primitive Caribbean Island Arc

J. ESCUDER VIRUETE ⁽¹⁾, P.P. HERNALZ HUERTA ⁽²⁾, G. DRAPER ⁽³⁾,
G. GUTIÉRREZ ⁽⁴⁾, J.F. LEWIS ⁽⁵⁾ y A. PÉREZ-ESTAÚN ⁽⁶⁾

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España. escuder@eucmax.sim.ucm.es

(2) División de Geología. INYPSA. Velazquez, 60. 28001 Madrid. España.

(3) Department of Geology. Florida International University. Miami, FL 33199 U.S.A.

(4) Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca. España.

(5) Department of Geology. George Washington University. Washington, DC 20052 U.S.A.

(6) Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera-CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n. 08028 Barcelona. España.

RESUMEN

El Complejo Duarte, el Complejo Río Verde y las Formaciones de Maimón y Los Ranchos, constituyen el basamento metabasáltico pre Aptiense/Albiense del Cinturón Intermedio (CI) en la Isla de La Española. En base a las asociaciones minerales presentes en las metabasitas y las condiciones P-T estimadas mediante termobarometría, en el Complejo Río Verde es posible distinguir cuatro zonas metamórficas, desde la facies de prehnita-pumpellyta (Zona I) en la base estructural, a la de los esquistos verdes (Zonas II y III) y anfibolítica (Zona IVa), hasta la facies anfibolítica superior con clinopiroxeno (Zona IVb) a techo. Las asociaciones minerales en la Zona IVb son transicionales a la facies de las granulitas básicas de baja-P y están restringidas a las anfibolitas localizadas justo bajo el contacto tectónico con la Peridotita de Loma Caribe suprayacente. El gradiente metamórfico de campo en el Complejo Río Verde es invertido y de baja-P. Las trayectorias P-T deducidas para rocas de la Zonas IVa y IVb implican dos episodios metamórficos: (a) un calentamiento en condiciones de baja-P aproximadamente isobáricas, típico de una suela metamórfica subofiolítica; y (b) la superposición de asociaciones de media-P, siguiendo un gradiente progrado de alta-P. Estas trayectorias se interpretan como el resultado de un cabalgamiento intraoceánico durante el cierre de una cuenca de tras-arco y el inicio de la subducción de las unidades componentes del Primitivo Arco Isla Caribeño en el Aptiense/Albiense, que produce las asociaciones de mayor presión.

En el sector estudiado, el Complejo Duarte se subdivide en tres zonas metamórficas, desde la parte alta de la facies de los esquistos verdes (Zona A), a la facies de las anfibolitas y anfibolitas epidóticas (Zona B), hasta la facies anfibolítica superior transicional a la facies granulítica (Zona C). El gradiente metamórfico de campo es normal y aparentemente de media-P (25-30° C/km). Los niveles estructurales más bajos del complejo están ocupados por el batolito de noritas y gabro-noritas de la Jautia, que ha desarrollado en

zonas de cizalla dúctil asociaciones sincinemáticas de granulitas con Grt+Opx. La edad de 89 Ma obtenida para las intrusiones de tonalitas foliadas (U-Pb en zircones), establece una edad Cretácico Superior para esta deformación principal, consistente en un cizallamiento dúctil sinmetamórfico a gran escala. Sin embargo, la deformación es muy heterogénea en el complejo, existiendo amplios sectores metamorfizados en condiciones de un bajo esfuerzo diferencial. Por lo tanto, el metamorfismo progrado del Complejo Duarte se interpreta como el resultado del engrosamiento moderado de una corteza oceánica anormalmente potente, debido a la gran acumulación de basaltos de *plateau* (>30 km). Las trayectorias post-pico térmico deducidas implican la descompresión y enfriamiento del complejo (84,6±0,5 Ma; edad de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de moscovitas sin-Sp), durante la formación de las fábricas deformativas y miloníticas retrógradas que constituyen la foliación principal Sp.

En síntesis, las rocas metamórficas del basamento del Cinturón Intermedio registran los diferentes estadios evolutivos relacionados con la acreción-obducción del *plateau* de Duarte al Primitivo Arco Isla Caribeño en el Aptiense/Albiense, junto con un fragmento de litosfera oceánica. Todos estos eventos predatan la colisión final arco-continente entre el arco isla Caribeño y la plataforma carbonatada de las Bahamas durante el Cretácico Superior.

Palabras Clave: Terrenos. Mesetas oceánicas. Arcos isla. Acreción. Trayectorias metamórficas P-T. Placa Caribeña. República Dominicana.

ABSTRACT

The mainly metabasaltic pre-Aptian/Albian basement of the Median Belt of Hispaniola includes the Duarte Complex, the Río Verde Complex and the Maimón-Los Ranchos Formations. In base to mineral assemblages present in metabasic rocks and P-T conditions estimated from thermobarometry, the Río Verde Complex is divided into four metamorphic zones and Zone IV is further subdivided into two. The metamorphic grade increase upward in the structural sequence, from prehnite-pumpellyite facies (Zone I), through greenschist facies (Zones II and III) and amphibolite facies (Zone IVa), to upper amphibolite facies (Zone IVb), only restricted to Cpx-bearing amphibolites just below the contact with the overlying Loma Caribe Peridotite. The metamorphic field gradient is inverse and of low-P type. The P-T paths documented for Zones IVa and IVb of the Río Verde Complex involve a two-stage prograde evolution: a first event of near isobaric heating in the low-pressure field, typical of sub-ophiolite metamorphic sole rocks and characterized by critical high-grade assemblages; and a second event marked by a medium-pressure overprint of the first-stage metamorphic assemblages following a high-P gradient. These P-T paths are interpreted to result from intra-oceanic thrusting during the closure of a back-arc basin related with the Primitive Caribbean Island Arc and the onset of subduction of arc units in the Aptian/Albian time, which formed the high-pressure metamorphic overprint. The heating and development of an inverted metamorphic gradient in the sub-ophiolite Río Verde Complex, can be genetically related with the hanginwall emplacement of the hot peridotitic slice and the conductive heat transfer downward.

The studied sector of the Duarte Complex (metamorphosed oceanic plateau) is divided into three metamorphic zones. Their distribution suggest that there is a temperature increase westward and downward in the structural sequence, from the upper greenschist facies (zone A), through Ep-amphibolite and amphibolite facies (zone B), to upper amphibolite transitional to lower granulite facies (zone C). The metamorphic field gradient is normal and the mid-P type (25-30° C/km). The lowest structural levels of the complex are occupied by the gabbro-norites of the La Jautía batholith, which formed in ductile shear zones Grt+Opx-bearing granulites metamorphic assemblages. The 89 Ma date obtained from foliated tonalites (U-Pb in zircons) established an Upper Cretaceous age for the main ductile shearing deformation. However, the deformation is very heterogeneous in the complex, existing regionally wide metamorphic sectors without related foliation development. Therefore, the prograde metamorphism of the Duarte Complex is interpreted to result from moderated thickening of a previously thick oceanic crust, due to the great accumulation of plateau-basalts (>30 km). The post-thermal peak P-T paths suggest the unloading and cooling of the complex, during the continuous retrograde development of deformativa and mylonitic non-coaxial Sp fabrics (84,6±0,5 Ma; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling age in syn-Sp muscovite).

In summary, the metamorphic rocks of the pre-Aptian/Albian basement units of the Median Belt record different stages in the history of the accretion-obduction of the Duarte plateau with the Caribbean Primitive Island Arc. All these tectonothermal events predate the final arc-continent collision between the Caribbean island arc and the Bahamas platform during the Late Cretaceous.

Keywords: Terranes. Oceanic plateau. Island arcs. Accretion. Metamorphic P-T paths. Caribbean Plate. Dominican Republic.

EXTENDED ABSTRACT

The Median Belt form part of the Cordillera Central in the Dominican Republic. Structurally, it is constituted by a dominantly basaltic basement of pre-Albian age and an Upper Cretaceous-Eocene cover of volcanic and sedimentary rocks. The basement is divided into the Duarte Complex, Río Verde Complex, Loma Caribe Peridotite, Maimón Formation and Los Ranchos Formation. Basement rocks present a variably ductile deformation and metamorphism. In base to their petrologic and geochemical characteristics, it is possible to distinguish units with oceanic affinity and units genetically related to the development of the Primitive Caribbean Island Arc (PAIC). These basement structural units are: (a) the Duarte Complex E-MORB terrane with characteristics of an oceanic plateau related to a mantle plume (plateau I); (b) the Loma Caribe peridotite terrane; and (c) the Maimon-Amina terrane with primitive island arc tholeiitic characteristics. The metamorphic rocks of the pre-Aptian/Albian basement units of the Median Belt record different stages in the history of the accretion-obduction of the Duarte plateau with the Caribbean Primitive Island Arc. All these tectonothermal events pre-date the final arc-continent collision between the Caribbean island arc and the Bahamas platform during the Late Cretaceous.

In base to mineral assemblages present in metabasic rocks and P-T conditions estimated from thermobarometry, the Río Verde Complex is divided into four metamorphic zones and Zone IV is further subdivided into two. The metamorphic grade increase upward in the structural sequence, from prehnite-pumpellyite facies (Zone I), through greenschist facies (Zones II and III) and amphibolite facies (Zone IVa), to upper amphibolite facies to low-P granulites (Zone IVb), only restricted to Cpx-bearing amphibolites just below the contact with the overlying Loma Caribe Peridotite. The metamorphic field gradient is inverse and of low-P type. The P-T paths documented for Zones IVa and IVb of the Río Verde Complex involve a two-stage prograde evolution: a first event of near isobaric heating in the low-pressure field, typical of sub-ophiolite metamorphic sole rocks and characterized by critical high-grade assemblages; and a second event marked by a medium-pressure overprint of the first-stage metamorphic assemblages following a high-P gradient. These P-T paths are interpreted to result from intra-oceanic thrusting during the closure of a back-arc basin related with the Primitive Caribbean Island Arc and the onset of subduction of arc units in the Aptian/Albian time, which formed the high-pressure metamorphic overprint. The heating and development of a inverted metamorphic gradient in the sub-ophiolite Río Verde Complex, can be genetically related with the hangingwall emplacement of the hot peridotitic slice and the conductive heat transfer downward. The subsequent subduction is displaced to the NE sector of the PAIC and generate eclogite and blueschist facies mineral assemblages during the Upper Cretaceous, currently present within tectonic melanges in the sector of Samaná.

In contrast, the studied sector of the Duarte Complex (metamorphosed oceanic plateau) has a mid-P type (25-30° C/km) normal metamorphic field gradient. The metamorphic complex is divided into three metamorphic zones. Their distribution suggest that there is a temperature increase westward and downward in the structural sequence, from the upper greenschist facies (zone A), through Ep-amphibolite and amphibolite facies (zone B), to upper amphibolite transitional to lower granulite facies (zone C). The lowest structural levels of the complex are occupied by the gabbro-norites of the La Jautía batholith, which formed in ductile shear zones Grt+Opx-bearing granulites metamorphic assemblages. The 89 Ma date obtained from foliated tonalites (U-Pb in zircons) established an Upper Cretaceous age for the main ductile shearing deformation. However, the deformation is very heterogeneous in the complex, existing regionally wide sectors without related foliation development. Therefore, the prograde metamorphism of the Duarte Complex is interpreted to result from moderated thickening of a previously thick oceanic crust, due to the great accumulation of plateau-basalts (>30 km). The post-thermal peak P-T paths suggest the unloading and cooling of the complex, during the continuous retrograde development of deformative and mylonitic non-coaxial Sp fabrics (84,6±0,5 Ma; ⁴⁰Ar/³⁹Ar cooling age in syn-Sp muscovite).

The late and more brittle thrusting deformation produce the final structure of the Median Belt during the Upper Cretaceous and probably are mainly related to the final collision between the Caribbean and the Bahamas carbonate platform, located in the southern margin of the American plate. The raising of the Dominican Cordillera Central mountain chain is consequence of a sinistral transcurrent tectonics, developed from the Miocene until the present time.

INTRODUCCIÓN

Una de las principales características de los orógenos colisionales de tipo Cordillera es que a lo largo de su evolución, diversos fragmentos litosféricos y corticales son acrecionados en el borde de una gran masa continental. Como consecuencia, los orógenos de este tipo consisten en un complejo mosaico de terrenos de naturaleza muy distinta, tales como mesetas oceánicas y arcos islas intraoceánicos, pero que poseen una procedencia oceánica común. El estudio de los procesos de deformación y metamorfismo que han tenido lugar en estos terrenos oceánicos previamente a su acreción suele resultar difícil, ya que son frecuentemente obliterados por los eventos que tienen lugar durante el propio proceso de acreción. Dificultades adicionales aparecen en el estudio de los terrenos de arco isla, en los que las rocas que registran los estadios tempranos del desarrollo del arco magmático pueden ser completamente enterradas por los productos del volcanismo de los estadios posteriores del arco.

En el área septentrional del Mar Caribe, el conjunto de islas que forman las Antillas Mayores constituye el ejemplo de un arco isla generado durante el Cretácico-Terciario Inferior y que posteriormente ha sido acrecionado al margen meridional del continente Norteamericano (Lewis y Draper, 1990). La deformación transpresiva cenozoica posterior ha dado lugar en este sector a una gran complejidad estructural, pero ha provocado también el levantamiento tectónico de un conjunto de unidades generadas a una gran profundidad en el arco magmático y que ahora afloran en la superficie. El Cinturón Intermedio (CI; Bowin, 1966) de la Cordillera Central Dominicana, en la isla de La Española, constituye una de estas unidades estructurales levantadas. Por lo tanto, este sector constituye un excelente lugar para estudiar los procesos deformativos y metamórficos que tuvieron lugar durante los primeros estadios evolutivos del denominado Primitivo Arco Isla Caribeño (PAIC; Donnelly et al., 1990), así como durante su evolución posterior.

Aunque las características generales de las rocas metamórficas que constituyen el segmento de las Antillas Mayores del PAIC han sido ya descritas (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991), se refieren principalmente a los afloramientos situados en el sector noroeste de la Isla de La Española. Los estudios de detalle y cuantitativos del PAIC realizados posteriormente han sido más

bien esporádicos (Lewis y Draper, 1995; Lewis et al., 1995; Draper et al., 1996; Lapierre et al., 1997), por lo que no resulta sorprendente que las interpretaciones de estos estudios parciales hayan sido en algún caso incluso controvertidas (Lapierre et al., 1997; Lewis et al., 1999).

El objetivo de este trabajo es presentar los resultados de un estudio estructural, microestructural y metamórfico realizado durante el periodo de tiempo 1997-1999 por el Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC para la Dirección General de Minería, en el marco del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana y financiado con el Programa SYSMIN de la Unión Europea. En dicho proyecto se elaboraron las cartografías geológicas a E. 1:50.000 del sector SE de la Cordillera Central (Hojas de Bonao y Constanza a E. 1:100.000), incluyendo las Hojas de Villa Altagracia (6172-II; Hernaiz Huerta y Draper, 2000) y Arroyo Caña (6172-III; Hernaiz Huerta, 2000) en las que se centra el presente estudio. Los resultados de este trabajo son integrados con los obtenidos en otros trabajos preexistentes, con el fin de esclarecer la evolución tectonotermal de los materiales que formaron el PAIC.

MARCO GEOLÓGICO DE LA ISLA DE LA ESPAÑOLA

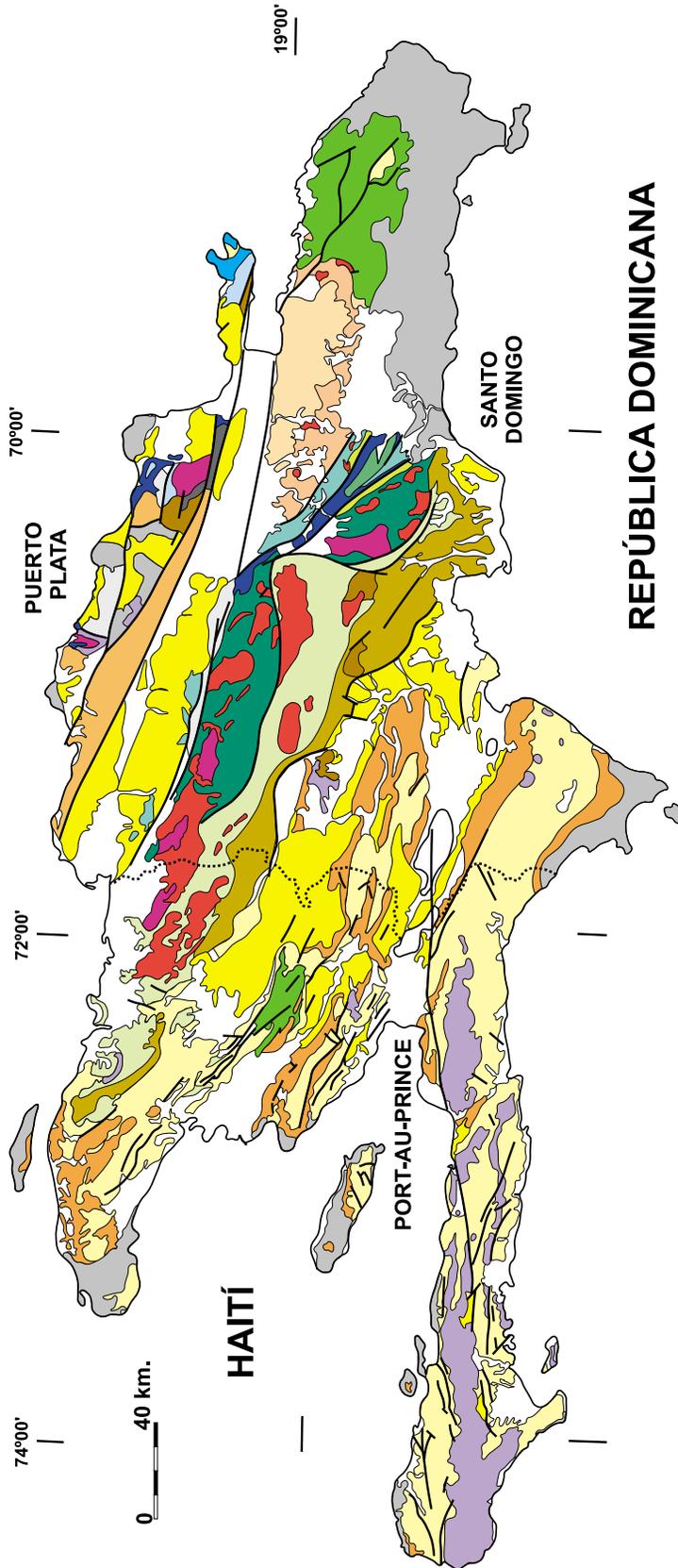
Tanto en las Antillas Menores como en las Mayores, formadas éstas por la cadena de islas de Cuba, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, afloran segmentos del sistema Cretácico Inferior-Eoceno de arco isla circum-caribeño (AICC). Aunque existen diversas interpretaciones sobre la evolución geodinámica del Caribe (Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994; Meschede y Frisch, 1998; Kerr et al., 1999), se acepta generalmente que el arco isla se generó en un dominio intraoceánico. Esta interpretación es consistente con los estudios geoquímicos, que demuestran la ausencia de una contaminación por corteza continental en los magmas intruidos y extruidos en el AICC (Donnelly et al., 1990; Lewis y Draper, 1990; Draper y Lewis, 1991; Lewis et al., 1991; Donnelly, 1994; Lebrón y Perfit, 1994; Horan, 1995; Lewis et al., 2000; Lewis et al., 2002).

En el AICC, los magmas más antiguos generados constituyen una serie bimodal de edad pre-Albiense, muy

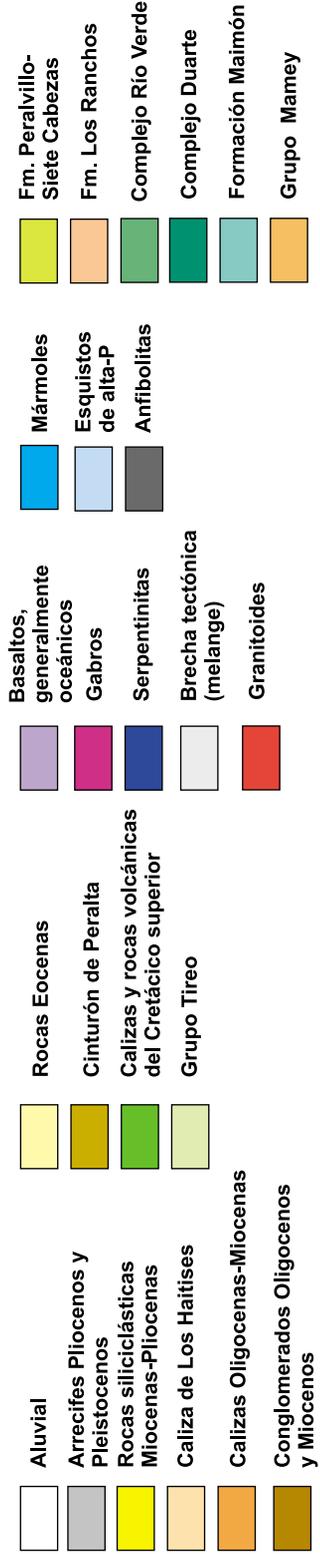
Figura 1. Mapa geológico esquemático de la Isla de la Española (mod. de Lewis y Draper, 1990).

Figure 1. Schematic geological map of the Hispaniola Island (mod. from Lewis and Draper, 1990).

MAPA GEOLÓGICO DE LA ESPAÑOLA



REPÚBLICA DOMINICANA



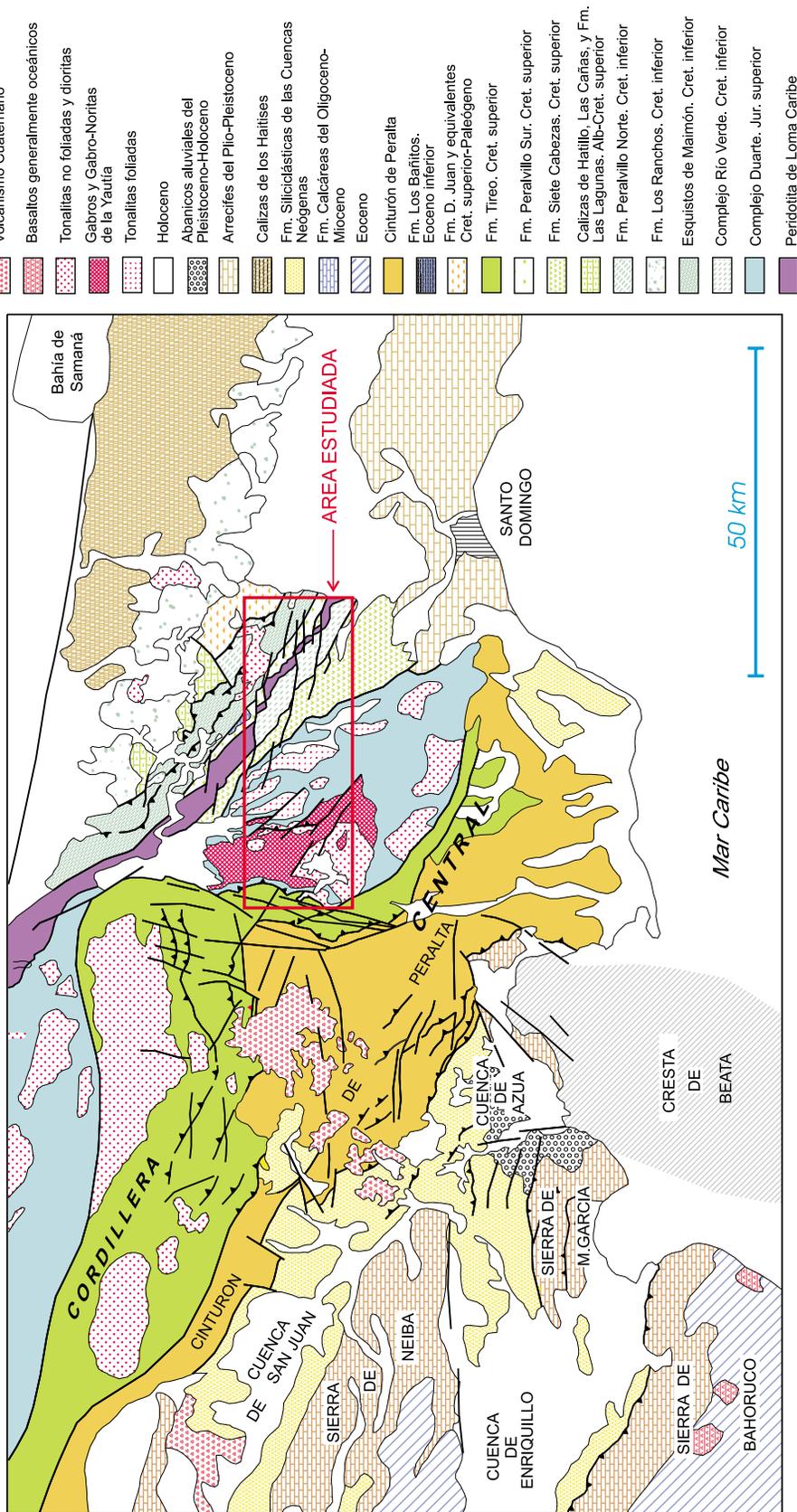


Figura 2. Mapa geológico de la Cordillera Central Dominicana mostrando la situación del área estudiada del Cinturón Intermedio (CI; adaptado de Hernaiz Huerta, 2000 y Hernaiz Huerta y Draper, 2000).

Figure 2. Geological map of the Cordillera Central in the Dominican Republic, showing the location of the studied area in the Median Belt (mod. from Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta and Draper, 2000).

probablemente Neocomiense (Smiley, 1982), que Donnelly et al. (1990) y Donnelly (1994), interpretan como relacionada con el desarrollo del primitivo arco magmático todavía sumergido (PAIC o arco I). La producción de los magmas en el PAIC cesa un poco antes del Albiense. Desde el Albiense Superior al Eoceno, el magmatismo está caracterizado por la presencia de rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias más evolucionadas (arco II), de composición calco-alcalina (Donnelly et al., 1990; Lewis et al., 1991; Kesler et al., 1991b). Para Lebrón y Perfit (1994) y Lewis et al. (1995), los cambios composicionales que muestran las rocas ígneas presentes en Cuba, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, registran la evolución del AICC desde los estadios más tempranos a los más tardíos. Según estos autores, el cambio composicional en los magmas fue sincrónico con una inversión en la polaridad de la subducción bajo el arco, la cual tuvo lugar probablemente como consecuencia de la colisión y obducción de un fragmento del *plateau* caribeño durante el Aptiense-Albiense (Draper et al., 1996).

Desde el Eoceno Medio-Superior, el segmento de AICC presente en las Antillas Mayores es magmáticamente inactivo como consecuencia de su colisión con la plataforma carbonatada de las Bahamas, desarrollada sobre el margen meridional de la placa Norteamericana. Sin embargo, el segmento de las Antillas Menores continúa activo en la actualidad debido al desplazamiento hacia el E de la placa Caribeña y la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados (Pindell et al., 1988; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994). La tectónica de desgarres sinistros cenozoico-cuaternaria (Mann et al., 1991), produce también la fragmentación del AICC, resultando como consecuencia el segmento de Cuba acrecionado a la placa Norteamericana y el segmento constituido por La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes a la placa Caribeña, que se mueve hacia el E respecto a la plataforma de Bahamas como un conjunto independiente.

La geología de la Isla de la Española (Fig. 1 y 2) consiste en varios cinturones de dirección ONO-ESE limitados por grandes fallas subparalelas. En general, cada uno de estos cinturones consiste en un basamento de rocas metamórficas y granitoides de edad Mesozoico-Terciario Inferior, sobre el que se han desarrollado cuencas sedimentarias detríticas y arrecifes durante el Terciario Medio y Superior (Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991; Draper et al., 1994). A continuación se describen brevemente cada uno de estos cinturones.

El Cinturón más septentrional de Puerto Plata-Río San Juan-Samaná está formado principalmente por már-

moles y esquistos de alta-P/ baja-T, que forman tanto unidades estructuralmente coherentes, como melanges tectónicas inmersos en una matriz de serpentinitas y bloques de esquistos azules y eclogitas (Nagle, 1974; Draper y Lewis, 1991).

El sector más oriental de la isla está ocupado por el terreno de Seibo-Oro (*sensu* Mann et al., 1991), que consiste en una gran acumulación de rocas volcánicas de edad Cretácico Inferior, asociadas a la evolución del PAIC (arco I). Sobre ellas se dispone discordante una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Cretácico Superior tardío (arco II), que constituyen los depósitos de una cuenca de ante-arco.

Al SO y separado por el cabalgamiento del Hatillo se sitúa el Cinturón Intermedio (CI) de Bowin (1966), en el que se localiza la zona estudiada en el presente trabajo (Fig. 2). El cinturón consiste en una lámina de peridotitas serpentinizadas, que aparece intercalada a favor de la Zona de Falla de La Española entre varias unidades tectónicas de composición generalmente basáltica y con un diferente desarrollo de deformación dúctil y de metamorfismo. El conjunto ha sido intruido principalmente por dos tipos de rocas plutónicas granitoides: batolitos de noritas y gabronoritas bandeadas y plutones foliados e isótropos de composición esencialmente tonalítica (Bowin, 1966; Lewis, 1982a; Kesler et al., 1991b).

Al SO del Cinturón Intermedio y separado por la Zona de Falla de Bonao, se sitúa el Grupo Tireo y las intrusiones asociadas de granitoides tonalíticos y dioríticos (Fig. 2). El Grupo Tireo está constituido por una potente sucesión de lavas, brechas volcánicas y tobas, con rocas sedimentarias intercaladas, de edad Cenomaniense-Mastrichtiense. Estas litologías representan el sector axial del arco magmático calcoalcalino de edad Cretácico Superior (arco II). El límite meridional del Grupo Tireo está definido por la falla de San José-Restauración, que la separa del Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta (Hernaiz Huerta et al., 2000b), de vergencia hacia el SO. Las rocas que forman el cinturón son secuencias de turbiditas siliciclásticas, calizas de plataforma y potentes series pelíticas entre las que se intercalan numerosos tramos de naturaleza olistostrómica.

El Cinturón de Peralta limita al sur con el poco conocido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, al que pertenecen varias cuencas terciario-cuaternarias cuyo relleno generalmente comienza por series de naturaleza turbidítica siliciclástica y culmina con series continentales

de abanicos aluviales. Estas cuencas están separadas por amplias sierras de estructura braquianticlinal en las que afloran materiales esencialmente calcáreos de edad Cretácico Superior a Mioceno (Fig. 1 y 2).

La Península Meridional, o terreno de Hotte-Selle-Bahoruco, consiste en un fragmento obducido de la denominada Provincia Ígnea Cretácica Caribeño-Colombiana (PICCC; Kerr et al., 1997b), que se extiende al S por una gran parte del área actualmente ocupada por el Mar Caribe (Fig. 1 y 2). Las rocas integrantes de esta estructura, de más de 800.000 km² de extensión, han sido relacionadas con un gran evento magmático de emisión de basaltos que tuvo lugar en la región caribeña durante el Cretácico Superior (faunas del Turoniense-Campaniense). Este gran evento magmático basáltico tuvo lugar en un corto intervalo de tiempo, como establece la reciente compilación de edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar entre 91-88 Ma (Sinton et al., 1998), lo que ha permitido interpretarlo como un *plateau* oceánico (Burke et al., 1978; Duncan y Hargraves, 1984; Donnelly et al., 1990; Hill, 1993; Kerr et al., 1996b), formado como consecuencia del ascenso de una pluma mantélica profunda (Duncan y Hargraves, 1984; Klaver, 1987).

UNIDADES DEL CINTURÓN METAMÓRFICO INTERMEDIO

El Cinturón Intermedio está constituido por un basamento de composición esencialmente metabasáltica de edad pre Aptiense/Albiense y una cobertera de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Cretácico Superior-Eoceno (Fig. 3). Las rocas que forman el basamento aparecen deformadas dúctilmente y metamorfizadas, pudiéndose distinguir unidades de afinidad oceánica y unidades genéticamente relacionadas con el PAIC. A continuación se describen brevemente sus características.

Unidades Oceánicas

Complejo Duarte

El Complejo Duarte está compuesto principalmente por metabasaltos, esquistos máficos y anfibolitas relativamente ricas en Mg, Ni y Cr, junto con varias litologías relacionables con protolitos sedimentarios como delgados niveles de metachert (Draper y Lewis, 1991). A partir de la asociación litológica y los contenidos en elementos traza, Donnelly et al. (1990), Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991), establecen que se trata de una isla o *plateau* oceánico de edad Jurásico Superior-Cretácico

Inferior, posteriormente modificado por el magmatismo de arco-isla Cretácico Superior-Eoceno (arco II). Desde un punto de vista geoquímico, los metabasaltos del Complejo Duarte presentan las características de los basaltos de tipo E-MORB, como son un enriquecimiento en los elementos litófilos de gran radio (LILE) y en las tierras raras ligeras (LREE), así como un empobrecimiento en las tierras raras pesadas (HREE) respecto a N-MORB (Lewis et al., 2000).

En base a los restos de radiolarios incluidos en los niveles de metachert, Montgomery et al. (1994) establecen una edad Jurásico Superior (Oxfordiense-Titónico) para los protolitos. Lapierre et al. (1999) obtienen en rocas de esta unidad edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar que sugieren una edad de 89 Ma para el *plateau*, por lo que relacionan el Complejo Duarte con la Provincia Ignea Cretácica Caribeño-Colombiana. Lewis et al. (1999) discrepan de esta interpretación y sostienen un emplazamiento tectónico pre-Albiense para el *plateau*. Las edades obtenidas para las intrusiones máficas-ultramáficas de Piedra Blanca (127 Ma, K/Ar en hornblenda; Bowin, 1975), Loma de Cabrero (123 Ma, K/Ar; Kesler et al., 1991b) y la Jautia (121.4±6 Ma, Ar/Ar en hornblenda; Hernaiz Huerta et al., 2000a y b), establecen una edad anterior para el Complejo Duarte encajante.

Peridotita de Loma Caribe

La Peridotita de Loma Caribe consiste litológicamente en harzburgitas, lherzolitas y dunitas, variablemente serpentinizadas, en las que intruyen pequeños cuerpos de gabros y diques doleríticos (Lewis, 1982b). En base a sus relaciones geológicas con el Complejo Duarte y los datos geológicos-geodinámicos regionales, Draper et al. (1996) sugieren una edad Jurásico Superior para su formación.

Primitivo Arco Isla y unidades relacionadas

Formación Maimón

La Formación Maimón aflora a lo largo de un estrecha banda (15-20 km) de más de 70 km de longitud, compuesta principalmente por rocas volcánicas variablemente deformadas y metamorfizadas en condiciones de la facies de los esquistos verdes y prehnita-pumpellyta (Bowin, 1966). Gran parte de la secuencia metavolcánica consiste en unidades volcanoclásticas submarinas estratificadas, con pequeñas cantidades de coladas volcánicas e intrusiones someras (Bowin, 1966; Draper y Lewis, 1991; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987). Como

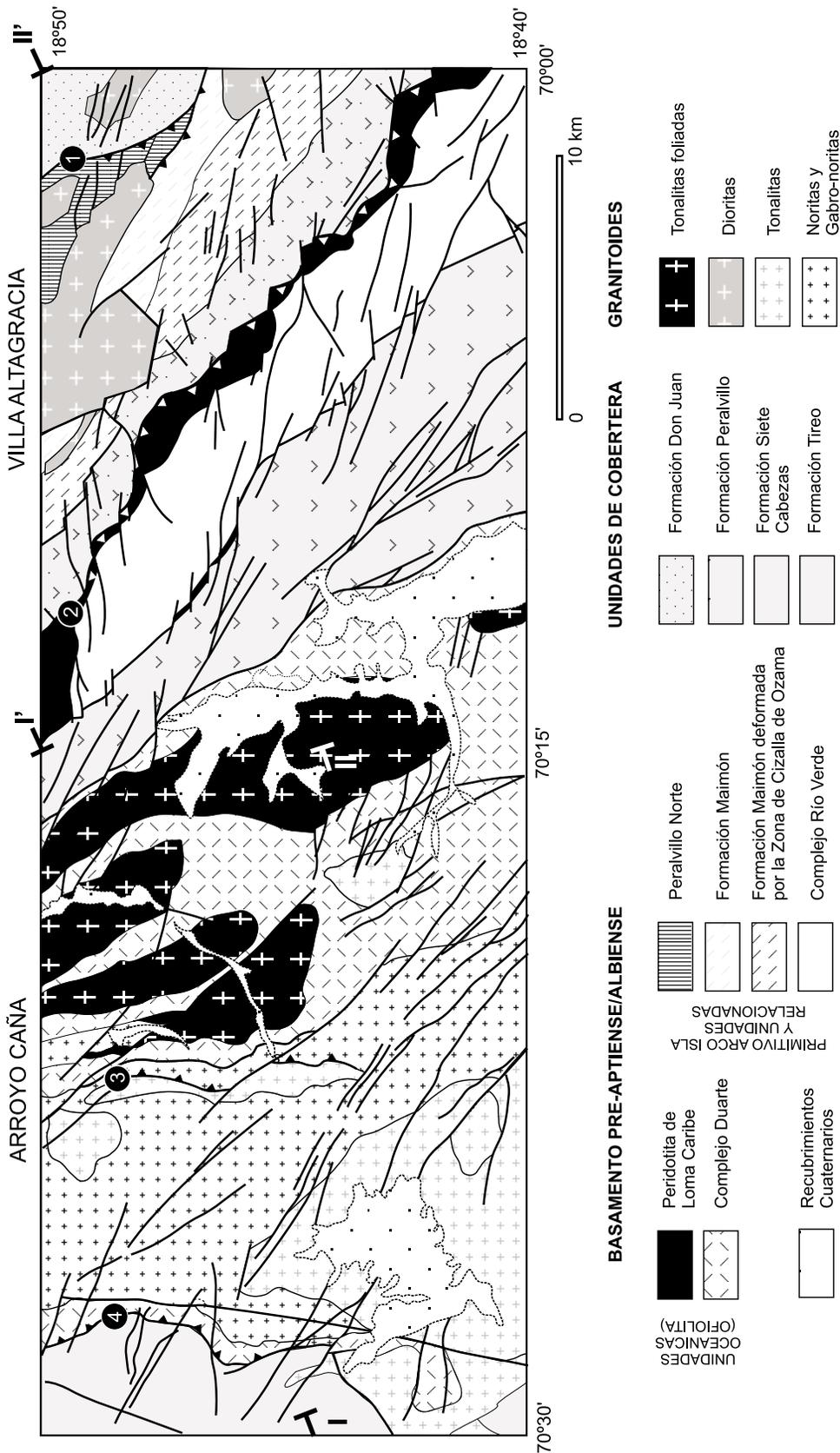


Figura 3. Mapa geológico esquemático del sector meridional del Cinturón Intermedio (CI; modificado de Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Draper, 2000). 1: Cabalgamiento de el Hatillo; 2: Zona de Falla de La Española; 3: Cabalgamiento del Río Yuna; y 4: Cabalgamiento de La Jautía.

Figure 3. Schematic geological map of southern sector of the Median Belt (mod. from Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta and Draper, 2000). 1: Hatillo Thrust; 2: La Española Shear Zone; 3: Río Yuna Thrust; y 4: La Jautía Thrust.

intercalaciones aparecen esquistos pelíticos, pizarras, niveles de chert y calizas, junto con depósitos epitermales de sulfuros masivos, como los existentes en Loma Pesada, Loma Barbuito y el Cerro de Maimón (Kesler et al., 1991b; Lewis et al., 2000). Junto a sus equivalentes laterales, la Formación los Ranchos y los Esquistos de Amina, la Formación Maimón constituye el registro del volcanismo toleítico bimodal de edad Cretácico Inferior (pre-Aptiense/Albiense), relacionado con la formación del PAIC y presente en todo el actual arco de las Antillas Mayores (Lewis y Draper, 1990; Horan, 1995; Lewis et al., 1995; Lewis et al., 2002). En base a sus características, las Formaciones de Maimón y Amina representan probablemente el magmatismo en el sector de antearco y la Formación Los Ranchos el del sector axial del PAIC.

Como se deduce del análisis geoquímico de las rocas menos alteradas de la Formación Maimón (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Draper, 1990; Lewis et al., 2000; Lewis et al., 2002), los metabasaltos (espilitas) y esquistos máficos son composicionalmente toleítas de afinidad boninitica de bajo contenido en TiO_2 (entre 0.2 y 0.4%) y alto en MgO (<15.4%). Las rocas boniniticas presentan respecto a N-MORB un fuerte empobrecimiento en Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y REE, y son características de los primeros estadios evolutivos del primitivo arco magmático (arco I). Las metavulcanitas, esquistos cuarzo-plagioclásicos y metapórfidos (queratófidos) muestran una distribución de REE plana respecto a la condrita, con una anomalía negativa de Eu. Como los metabasaltos, las rocas ácidas presentan una clara signatura subductiva que se manifiesta con un enriquecimiento en elementos LIL y empobrecimiento en Nb, Ta, Zr, Hf y REE respecto a N-MORB (Lewis et al., 2000; Lewis et al., 2002).

Formación Los Ranchos

La Formación Los Ranchos está representada en áreas contiguas al norte de la zona estudiada (Fig. 2) y consiste en coladas volcánicas, metavulcanitas y brechas, con intercalaciones de sedimentos (Bowin, 1966; Kesler et al., 1991a). Los afloramientos de la formación definen cartográficamente una amplia banda ONO-ESE de más de 100 km de longitud, situada al NE de la Formación Maimón (Fig. 2). Las rocas volcánicas constituyen litológicamente también una serie bimodal, de características geoquímicas similares al conjunto Formación Maimón-Amina y, por tanto, relacionable con el magmatismo toleítico del primitivo arco isla caribeño (Lewis et al., 1995, 2000; Draper et al., 1996). Bowin (1966) asigna una edad Cretácico Inferior para la formación. Posteriormente, Smiley (1982) y Kesler et al.

(1991a) establecen una edad Neocomiense a partir de los hallazgos de plantas fósiles y de edades Pb modelo.

Complejo Río Verde

El Complejo Río Verde forma una banda de orientación NO-SE, de unos 4-5 km de anchura y más de 30 km de longitud, que presenta contactos tectónicos al NE con las peridotitas de Loma Caribe y al SE con la Formación Siete Cabezas del Cretácico Superior (Fig. 2 y 3). Tradicionalmente estas rocas se asignaban al Complejo Duarte (Bowin, 1966; Boisseau, 1987), pero Lewis y Draper (1995) proponen su separación como una unidad independiente. Litológicamente consiste en una asociación de metabasaltos, metagabros, metadiabasas, rocas metavolcanoclásticas de composición esencialmente básica y metasedimentarios (chert), que aparece heterogéneamente deformada en condiciones dúctiles y afectada por un metamorfismo en condiciones variables, desde la facies de prehnita-pumpellyta hasta la anfibolítica superior-granulítica de baja-P (Hernaiz Huerta et al., 2000a, 2000b). Estructuralmente, la foliación principal buza hacia el NE apareciendo las rocas menos deformadas en el sector SO, hacia la base estructural. Los metabasaltos y anfibolitas presentan una composición muy similar a los basaltos N-MORB, pero con un ligero enriquecimiento en LIL y una anomalía negativa Nb-Ta (Lewis et al., 2002). Estas características permiten interpretar al Complejo Río Verde como el registro del magmatismo en una cuenca de intra o tras-arco, relacionada con la formación del PAIC (arco I).

Formación Peralvillo Norte

Recientemente, el sector septentrional de la Formación Peralvillo original de Bowin (1966, 1975) ha sido redefinido como Formación Peralvillo Norte por Hernaiz Huerta et al. (2000a). Esta formación presenta una desconexión cartográfica con los afloramientos meridionales de la Formación Peralvillo Sur, una mayor variedad litológica y un mayor grado de deformación. Aparece limitada por dos cabalgamientos que son la prolongación hacia el SE del cabalgamiento del Hatillo. Litológicamente consiste en basaltos, basaltos andesíticos y andesitas, a las que se asocian ignimbritas y toda una gama de términos volcánoclasticos desde lapillis a cineritas. Estos últimos dominan a techo de la serie, intercalándose grauvacas, microconglomerados y limolitas oscuras bien estratificadas. Aunque el desarrollo de fábricas deformativas es local, la mayor parte de la unidad ha recrystalizado en condiciones metamórficas propias de la parte de menor-T de la facies de los esquistos verdes y de la facies de prehnita-pumpellyta. Las características litológicas de la unidad, junto

con los escasos datos geoquímicos disponibles, permiten considerarla tentativamente como el equivalente más externo de la Formación Maimón, asignándole por tanto una edad similar Cretácico Inferior (Hernaiz Huerta, 2000).

Unidades de cobertera post-Albiense

En la zona estudiada existen varias unidades de edad post-Albiense (principalmente del Cretácico Superior), que aparecen yuxtapuestas tectónicamente o dispuestas discordantes sobre las unidades metamórficas del CI. Estas unidades son las Formaciones de Calizas del Hatillo, Siete Cabezas, Peralvillo Sur, Don Juan, los Bañitos y el Grupo Tireo (Figs. 2 y 3). La principal característica de este grupo de unidades es que no han desarrollado ni la deformación ni el metamorfismo que caracteriza al basamento pre-Albiense/Aptiense.

De mayor importancia en este trabajo es la Formación Calizas del Hatillo (Bowin, 1966) de edad Albiense Inferior-Medio (Rojas y Skelton, com. pers. 1997), que se dispone discordante sobre rocas deformadas penetrativamente de la Formación Los Ranchos y, por tanto, proporciona un límite temporal al principal evento tectónico que estructura a el basamento. La formación está compuesta por calizas marinas, de color gris claro, masivas o estratificadas en bancos métricos y con fauna de rudistas (*Whatthehell* ISIT.), que indican un medio de sedimentación en aguas someras y agitadas. La Formación Las Cañas posee la misma litología y restos fósiles (Rojas y Skelton, com. pers. 1997), y se sitúa en una posición estratigráfica similar, por lo que se considera lateralmente equivalente a la Caliza del Hatillo.

Al SO del CI (Figs. 2 y 3), las formaciones volcánicas del Cretácico Superior están agrupadas en el Formación Tireo, que consiste en una potente acumulación de rocas volcanoclasticas de más de 4000 m de potencia, que intercalan coladas basálticas y andesíticas, junto con frecuentes niveles de calizas de plataforma somera. La formación está intruida por rocas plutónicas e hipoabisales (Bowin, 1966; JICA/MMJA, 1985; Lewis et al., 1991; Hernaiz Huerta et al., 2000b). Los restos de foraminíferos hallados en los niveles de calizas intercalados han permitido establecer una edad Cenomaniense-Maastrichtiense. La Formación Tireo es de naturaleza andesítica y quimismo calcoalcalino, representando el depocentro de la actividad magmática ligada al desarrollo del arco Cretácico Superior-Eoceno (arco II).

En el sector central del CI, la cobertera post-Albiense está representada por la Formación Siete Cabezas y la For-

mación Peralvillo Sur. La Formación Siete Cabezas es un conjunto eminentemente basáltico con intercalaciones esporádicas de chert y niveles volcanoclasticos de edad Cretácico Superior (Cenomaniense-Maastrichtiense; Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987). En la serie aparecen también intrusiones de doleritas y diabasas, así como escasos niveles intercalados de brechas basálticas. Sin embargo, en algunos sectores la formación está compuesta por una asociación litológica más compleja, compuesta por lavas afaníticas, lavas almohadilladas, tobas vítricas y brechas hialoclasticas, con algunos niveles de chert intercalados (Hernaiz Huerta et al., 2000b). Composicionalmente, los basaltos de la Formación Siete Cabezas son muy similares a las lavas de Aruba y Curaçao pertenecientes a la Provincia Ignea Cretácica Caribeño-Colombiana (PICCC; Kerr et al., 1997b), lo que apoya su afinidad con un pluma mantélica (*plateau* II) de edad Cenomaniense-Maastrichtiense (Sinton et al., 1998; Lewis et al., 2002).

La Formación Peralvillo Sur está compuesta por rocas volcánicas de edad Cretácico Superior (Hernaiz Huerta et al., 2000a), siendo equivalente al sector meridional de la Formación Peralvillo original de Bowin (1966) y Mercier de Lepinay (1987). Litológicamente está compuesta de base a techo por lavas basálticas masivas y almohadilladas, con pequeñas intrusiones de diabasas, tobas máficas con intercalaciones limolíticas y de chert, brechas tobáceas, tobas vítreas y, a techo de la sucesión, dacitas. Geoquímicamente, muestran una gran similitud composicional con los basaltos N-MORB, pero difieren de ellos por el enriquecimiento en LILE, P y Ti, y la anomalía negativa en Nb. Las REE muestran una distribución plana subparalela a N-MORB, o ligeramente enriquecida en las LREE. Estas características, junto a sus contenidos bajos en Cr y Ni, particularmente en las rocas menos fraccionadas, asemejan a los basaltos de la Formación Peralvillo Sur con los basaltos emitidos en una cuenca de intra o tras-arco (Lewis et al., 2002).

En el sector NE del CI (Figs. 2 y 3), la evolución sedimentaria durante el Maastrichtiense-Paleoceno está documentada por los materiales situados al N del cabalgamiento del Hatillo, los cuales se agrupan en las formaciones de Don Juan y Los Bañitos. La Formación Don Juan está formada por areniscas grauváquicas y arcóscicas, conglomerados, lutitas, cineritas y, subordinadamente, calizas. La edad de la formación es Maastrichtiense-Paleoceno Medio (Bowin, 1966; Boisseau, 1987). La Formación Los Bañitos es de naturaleza esencialmente calcárea, de edad Eoceno Inferior y se dispone discordante sobre la Formación

Peralvillo Sur. Sobre el conjunto se superponen discordantes las formaciones superficiales cuaternarias.

MACROESTRUCTURA DEL CINTURÓN METAMÓRFICO INTERMEDIO

El Cinturón Intermedio está constituido por varias unidades estructurales subparalelas, elongadas según una dirección NO-SE (Figs. 2 y 3). Los límites entre estas unidades están generalmente definidos por grandes fallas NO-SE de escala kilométrica, subverticales y de movimiento esencialmente transcurrente sinistro (Hernaiz Huerta et al., 2000a y b). Estas fallas coexisten con otras familias de dirección ONO-ESE a E-O e igual sentido de movimiento. La mayoría de estos desgarres se relacionan con la tectónica de desgarres que afectó a la totalidad de la isla a partir del Mioceno Superior.

La Fig. 4 muestra dos cortes estructurales NE-SO del sector meridional del CI. Al SO, el Complejo Duarte está intruido por el batolito norítico y gabro-norítico de la Yautía y los plutones tonalíticos foliados e isótropos de edad Cretácico Superior-Eoceno. El conjunto cabalga hacia el O sobre las formaciones estratigráficas más altas de la formación Tireo, a lo largo del Cabalgamiento del Río Yuna. Al NE, la Formación Maimón cabalga hacia el NE sobre las rocas del Cretácico Superior-Paleógeno, a favor del Cabalgamiento del Hatillo (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Draper et al., 1996). Los movimientos opuestos de los cabalgamientos producen como resultado una megaestructura en *pop-up* para el CI (Fig. 4), mediante la cual un bloque de basamento pre-Aptiense/Albiense se eleva sobre la cobertera volcánica y sedimentaria post-Albiense. Internamente, el basamento aparece estructurado en varias unidades tectónicas limitadas por grandes estructuras, como el Cabalgamiento de la Jautía, en el que el Complejo Duarte y las gabro-noritas de la Jautía cabalgan sobre una intrusión alargada de tonalitas no foliadas; la Zona de Falla de La Española, que yuxtapone la Formación Siete Cabezas con la Peridotita de Loma Caribe o el Complejo Río Verde; y el Cabalgamiento de Fátima, desarrollado en los esquistos máficos de la Formación Maimón (Hernaiz Huerta et al., 2000a y b).

Estructuralmente, el Complejo Río Verde forma una antifirma de dirección NO-SE desplazada por los desgarres sinistros de la Zona de Falla de La Española y cuya terminación SE está oculta bajo los recubrimientos holocenos (Fig. 2). La distribución interna de la deformación dúctil y el metamorfismo (ver después), así como la presencia de peridotitas serpentinizadas a ambos flancos del antifirme cizalladas por las fallas asociadas a la Zona de

Falla de La Española, sugieren que el complejo se sitúa bajo la Peridotita de Loma Caribe, que se enraizaría en su extremo SO. Según esta interpretación estructural, la lámina peridotítica continuaría en profundidad bajo la Formación Siete Cabezas, al haber sido hundida por el movimiento normal de la rama SO de la Zona de falla de La Española. Los datos geofísicos disponibles apoyan también el enraizamiento en profundidad de la lámina peridotita (CGG, 1997). Los esquistos miloníticos de la Formación Maimón buzan generalmente hacia el SO y cabalgan hacia el NE a favor de la Zona de Cizalla de Ozama, sobre términos de la formación menos deformados y metamorfizados (Draper et al. 1996). A su vez, todo el conjunto esquistoso cabalga también hacia el NE sobre la Formación Peralvillo Norte, a favor del cabalgamiento frágil del Hatillo, de edad Eoceno Medio. En ambas unidades, los indicadores cinemáticos asociados a las fábricas dúctiles miloníticas simetamórficas establecen un sentido de movimiento cabalgante de techo hacia el N y NE (Hernaiz Huerta et al., 2000a y b). Por lo tanto, los cabalgamientos tardíos dirigidos al NE son probablemente el resultado de la reactivación de sectores de una zona de cizalla dúctil más temprana. Sin embargo, en el Complejo Río Verde existe una mayor dispersión en la orientación de la lineación de estiramiento mineral, posiblemente relacionada con una evolución estructural más compleja.

La principales mesoestructuras relacionadas con el cizallamiento dúctil son pliegues intrafoliares, boudinaje asimétrico a varias escalas, estructuras S-C y una lineación mineral paralela a los ejes de los pliegues. En las milonitas, la asimetría de las superficies C y los indicadores cinemáticos definen frecuentemente un sentido de cizalla de techo hacia el NE (Hernaiz Huerta et al., 2000a y b). Los pliegues están definidos por bandas de cuarzo o venas ricas en epidota de tamaños centimétrico-decimétricos. Sus ejes muestran una orientación de NE-SO a N-S siendo comúnmente cilíndricos, aunque se han observado pliegues en vaina. Los flancos de los pliegues están fuertemente boudinados, en los que la orientación de los boudines indica un estiramiento paralelo a la dirección de los ejes de los pliegues.

ASOCIACIONES MINERALES Y ZONAS METAMÓRFICAS

Complejo Río Verde

Las asociaciones minerales observadas en las metabasitas del Complejo Río Verde permiten distinguir cuatro zonas metamórficas: zona I, II, III y IV (Fig. 5). La

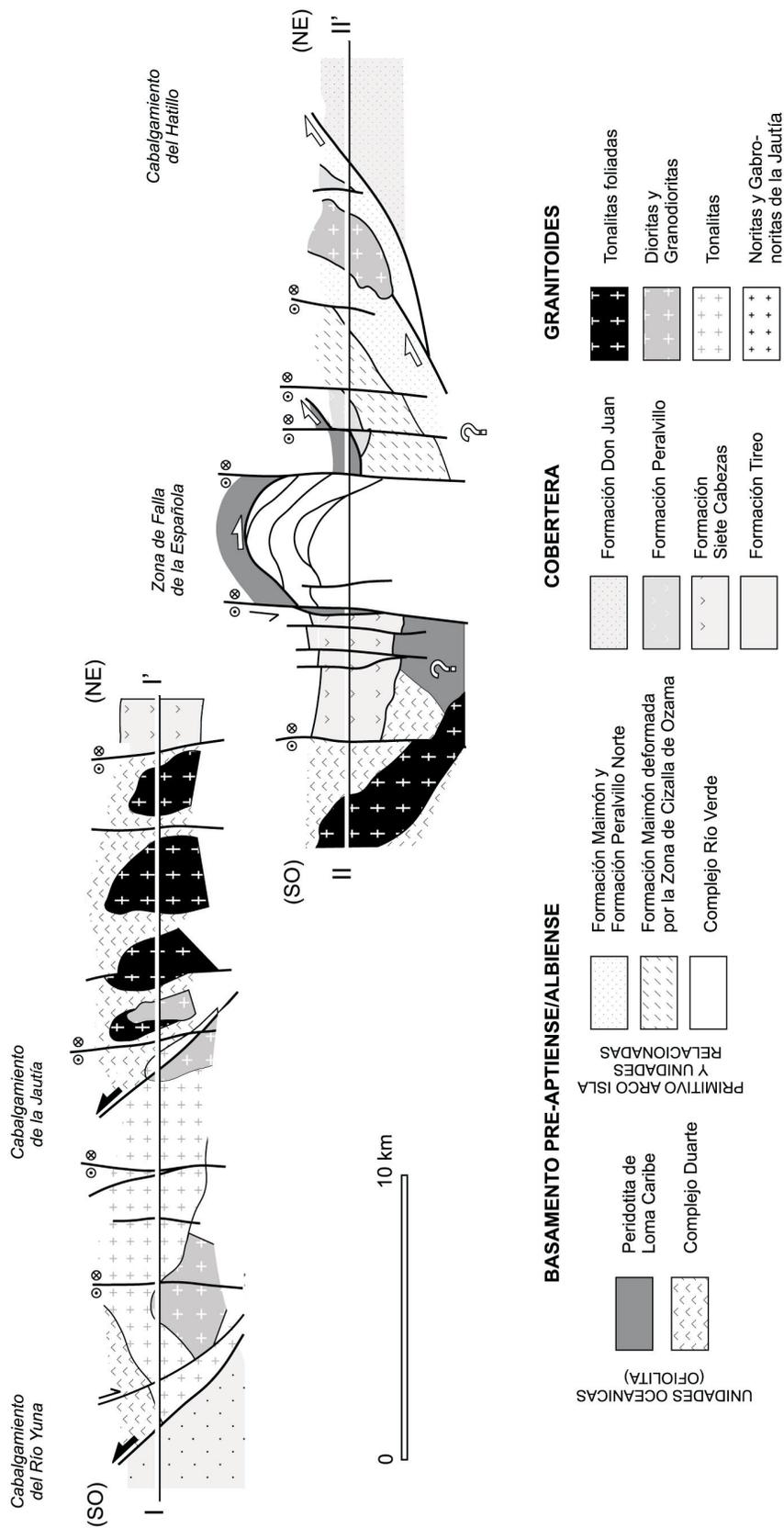


Figura 4. Corte geológico esquemático del sector meridional del Cinturón Intermedio (CI; modificado de Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Draper, 2000).

Figure 4. Synthetic geologic cross section of the southern sector of the Median Belt (mod. from Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta and Draper, 2000).

zona IV se subdivide adicionalmente en otras dos: zona IVa y IVb. Como se observa en los cortes NE-SO de la Fig. 6, los contactos entre algunas de las zonas son tectónicos, por lo que pueden constituir verdaderas subunidades estructurales de geometría laminar, que recrystalizaron a diferentes condiciones P-T metamórficas (ver después). Las asociaciones minerales características de cada zona metamórfica son: Zona I: prehnita, pumpellyta, clorita, epidota, albita, mica blanca, cuarzo y calcita; Zona II: clorita, actinolita, epidota, albita, mica blanca y cuarzo; Zona III: clorita, actinolita/hornblenda, epidota, albita/oligoclasa, mica blanca y cuarzo; Zona IVa: hornblenda, cummingtonita, oligoclasa/andesina y cuarzo; y Zona IVb: hornblenda, clinopiroxeno, andesina/labradorita y cuarzo.

El grado metamórfico aumenta hacia arriba en la secuencia estructural, desde la facies de prehnita-pumpellyta (Zona I) a la base, a la de los esquistos verdes (Zonas II y III) y anfibolítica (Zona IVa), hasta la facies anfibolítica superior con clinopiroxeno (Zona IVb) a techo. Las asociaciones minerales en la Zona IVb son transicionales a la facies de las granulitas básicas de baja-P y están restringidas a las anfibolitas localizadas justo bajo el contacto tectónico con la Peridotita de Loma Caribe suprayacente. Por lo tanto, el gradiente metamórfico de campo en el Complejo Río Verde es invertido y de baja-P (Fig. 7).

Formación Maimón.

En la Formación Maimón es posible diferenciar dos zonas metamórficas, muy similares a las Zonas I y II del Complejo Río Verde (Figs. 5 y 6). Las asociaciones minerales asociadas a las fábricas dúctiles miloníticas y deformativas en rocas máficas de cada zona metamórfica son: Zona I: prehnita, pumpellyta, clorita, epidota, albita, mica blanca, cuarzo y calcita; y Zona II: clorita, actinolita, epidota, albita, mica blanca y cuarzo. Como en el Complejo Río Verde, el gradiente metamórfico está invertido y es de baja-P, desde la facies de prehnita-pumpellyta (Zona I) a la de los esquistos verdes de baja-T (Zonas II). Sin embargo, las zonas metamórficas presentan un reducido espesor en el Complejo Río Verde y las superficies isogradadas buzan en direcciones opuestas: hacia el SO en la Formación Maimón y hacia el NE en el Complejo Río Verde (Fig. 6). Por otro lado, se observa localmente también en la formación una blastesis metamórfica estática previa ligada a la alteración hidrotermal de fondo oceánico y a fluidos hidrotermales mineralizantes (Lewis et al., 2000).

Complejo Duarte

El Complejo Duarte se divide en tres zonas metamórficas (Figs. 5 y 6): Zona A: clorita, actinolita/hornblenda, epidota, albita/oligoclasa y cuarzo (\pm mica blanca); Zona B: hornblenda, oligoclasa/andesina y cuarzo (\pm cummingtonita \pm epidota); y Zona C: hornblenda, andesina/labradorita y cuarzo (\pm granate \pm clinopiroxeno). Los datos de campo y los estudios P-T cuantitativos, indican que el grado metamórfico aumenta en el complejo de E a O, es decir, hacia los niveles bajos de la secuencia estructural, desde la parte alta de la facies de los esquistos verdes (Zona A), a la facies de las anfibolitas y anfibolitas epidóticas (Zona B), hasta la facies anfibolítica superior transicional a la facies granulítica (Zona C). El gradiente metamórfico de campo en el Complejo Duarte es normal y aparentemente de media-P (Fig. 7). La intrusión batolítica de noritas y gabro-noritas de la Jautia aparece deformada en su extremo oriental por una zona de cizalla dúctil, en cuyas fábricas relacionadas se generan asociaciones sincinemáticas de granulitas con granate+ortopiroxeno.

MICROESTRUCTURAS

Complejo Río Verde

En el Complejo Río Verde el desarrollo de la fábrica plano-lineal principal (Sp-Lp) es muy heterogéneo, observándose un incremento progresivo en la intensidad del cizallamiento dúctil hacia los niveles estructurales más altos. Dicho incremento está acompañado por el aumento progresivo del tamaño de grano de los esquistos máficos y las anfibolitas, junto con la aparición de asociaciones minerales propias de un metamorfismo de baja-P/alta-T. Las isogradadas minerales resultantes del metamorfismo de baja-P son subparalelas a las fábricas Sp-Lp regionales y aproximadamente concéntricas con el antiforme estructural (Fig. 5).

En los metabasaltos y otras litologías ricas en cuarzo, las microestructuras desarrolladas sincinemáticamente a la fábrica Sp-Lp son de dos tipos: microestructuras sin-pico térmico y microestructuras post-pico térmico, o retrógradas. Las estructuras sin-pico se reconocen especialmente en el sector del Complejo Río Verde metamorfozado en condiciones de la facies anfibolítica, situado en los niveles estructurales más altos. Principalmente consisten en *ribbons* de cuarzo muy elongados, en los que el agregado policristalino está o poco deformado, o ha recrystalizado formando un mosaico granoblástico de contactos rectos entre los granos. Durante el pico tér-

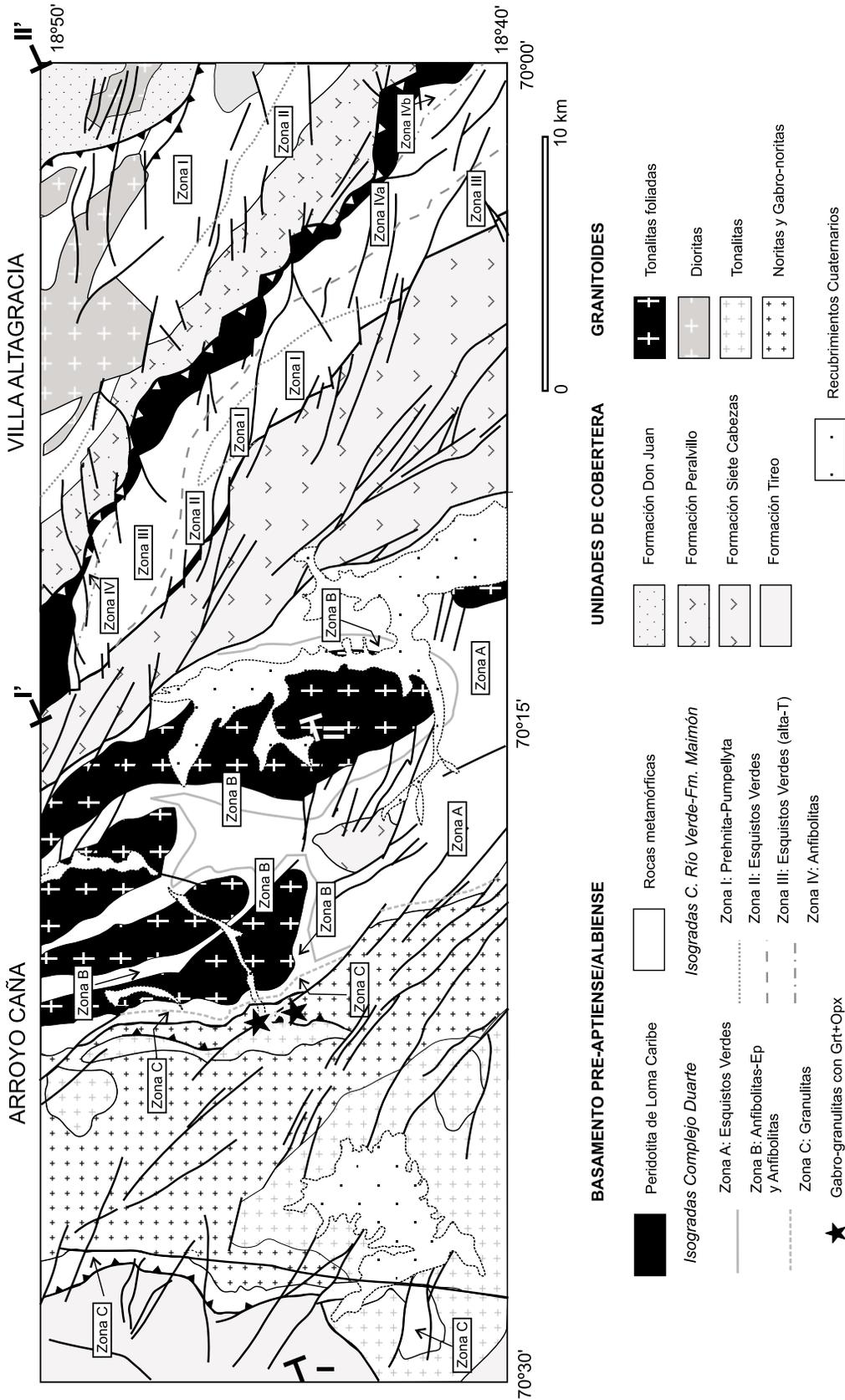


Figura 5. Mapa metamórfico del sector meridional del Cinturón Metamórfico Intermedio (CMI; adaptado de Hernaiz Huerta et al., 2000a y b). Las diferentes zonas metamórficas están definidas en base a las asociaciones minerales presentes en las metabasitas (ver texto para un mayor detalle).

Figure 5. Schematic metamorphic map of the southern sector of the Median Belt (mod. from Hernaiz Huerta et al., 2000 a and b). The different metamorphic zones are defined in base to the mineral associations present in metabasic rocks (for an explanation see the text).

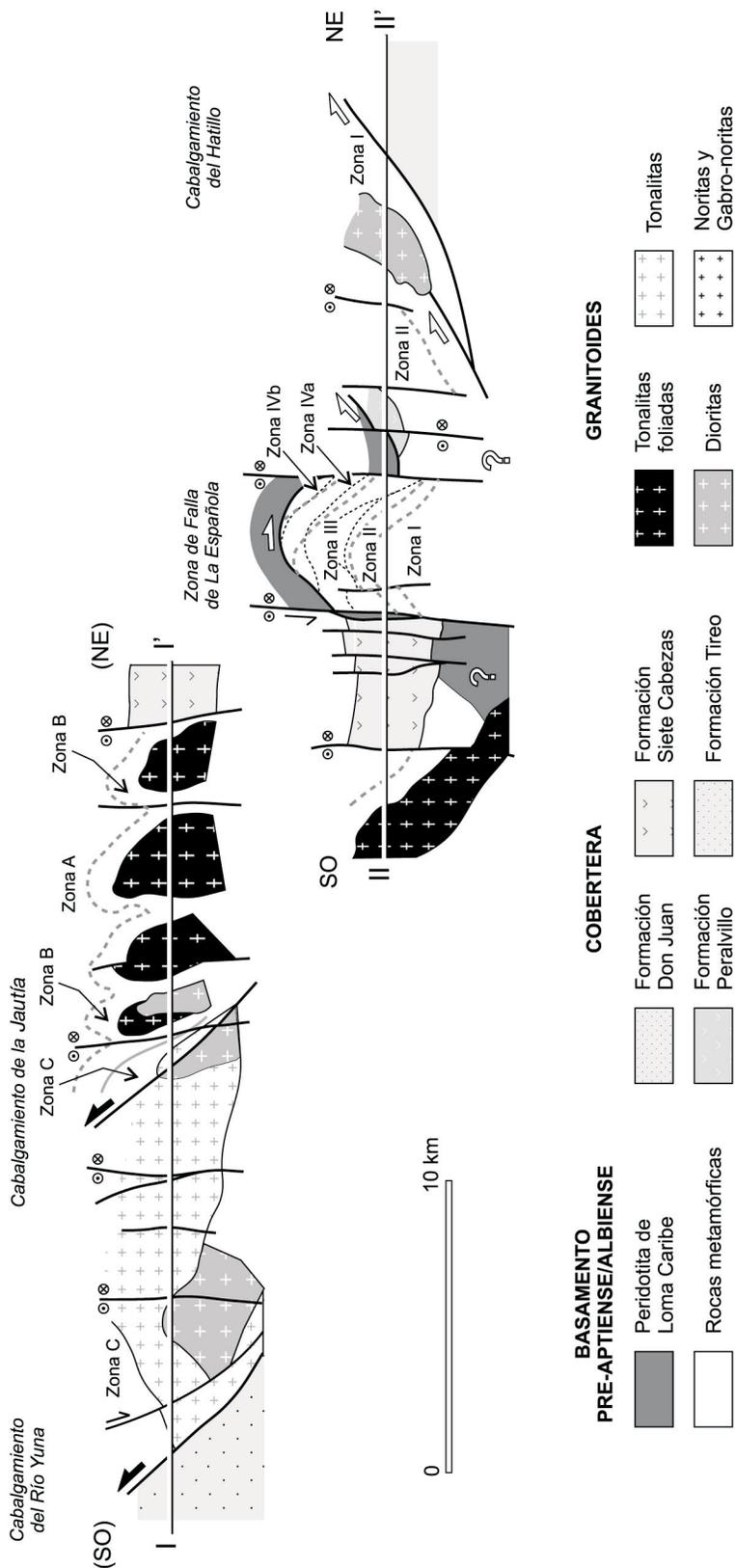


Figura 6. Corte metamórfico esquemático del sector meridional del Cinturón Intermedio.

Figure 6. Synthetic metamorphic cross section of the southern sector of the Median Belt.

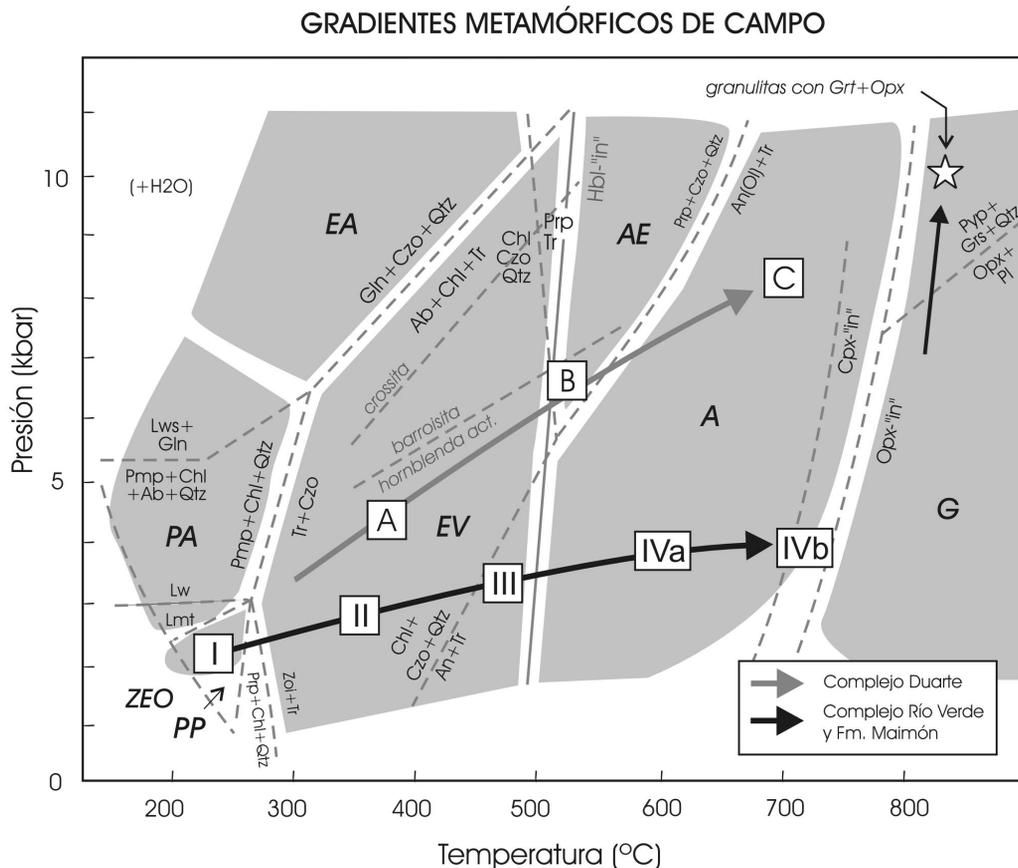


Figura 7. Gradientes metamórficos de campo en el Complejo Río Verde y el Complejo Duarte del Cinturón Intermedio. Estos gradientes resultan de unir las condiciones metamórficas P-T durante el pico térmico en cada zona (cuadrados), estimadas a partir de la estabilidad de la asociación mineral característica en un diagrama de fases para el sistema NCMASH (Frey et al., 1991; Spear, 1993). Se muestran también los campos de estabilidad de la barrosita-hornblenda actinolítica (Spear, 1993) y de la crossita (Brown, 1978; in Spear, 1993). Facies Metamórficas: ZEO: ceolitas; PP: prehnita-pumpellita; PA: pumpellita-actinolita; EV: esquistos verdes; EA: esquistos azules; A: anfibolitas; AE: anfibolitas con epidota; G: granulitas.

Figure 7. Metamorphic field gradients developed in the Río Verde Complex and the Duarte Complex of the Median Belt. These gradients result from joining the P-T metamorphic conditions during the thermal peak in each zone (square), estimated from the stability field of the characteristic mineral assemblage in a phase diagram (NCMASH system; Frey et al., 1991; Spear, 1993). In the figure, the stability field of barrosite-actinolitic hornblende (Spear, 1993) and crossite (Brown, 1978; in Spear, 1993) are shown. Metamorphic facies: ZEO: zeolites; PP: prehnite-pumpellite; PA: pumpellite-actinolite; EV: greenschist; EA: blueschist; A: amphibolite; AE: Epid-bearing amphibolite; G: granulite.

mico se forman también los porfiroblastos de epidota, hornblenda y, menos frecuentemente, clinopiroxeno, que muestran una orientación asimétrica respecto a la Sp. En las metabasitas, la fábrica Sp-Lp es granoblástica y está comúnmente definida por una alternancia de microdominios ricos en plagioclasa y anfíbol. La plagioclasa aparece en ellos completamente recristalizada a un mosaico de pequeños granos poco elongados, con frecuentes contactos triples entre los granos. Estas microestructuras de recristalización estática se interpretan como el registro de

la deformación anteriormente, o durante, las condiciones del pico térmico del metamorfismo. Esto es consistente con el alineamiento de las asociaciones minerales progradadas con la fábrica Sp-Lp, tales como nematoblastos de hornblenda que preservan inclusiones de actinolita y epidota (Fig. 8c), junto con un aumento en la relación Mg/Fe+Mg de núcleo a borde del cristal (ver después).

Los *ribbons* de cuarzo preservan microestructuras indicativas de una intensa recristalización dinámica. Estas

consisten en un mosaico interpenetrado de granos relativamente iguales, con un alineamiento de bordes de grano a menudo conjugados resultado de su migración a alta-T (Lister y Snoke, 1984). Donde estas microestructuras se preservan registran los incrementos de la deformación dúctil durante el pico térmico, o poco después. Microestructuras similares han sido descritas por Lister y Dornsiepen (1982) en gneises cuarzofeldespáticos deformados en condiciones de la facies anfibolítica media-superior (600-700°C). Por otro lado, la recristalización extensiva de la plagioclasa en las anfibolitas deformadas implica temperaturas mínimas de deformación de 550-600°C (White y Mawer, 1988).

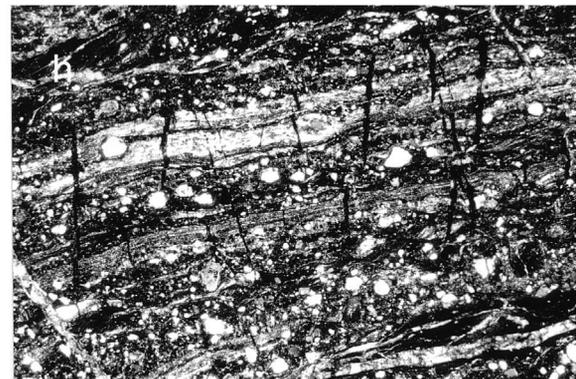
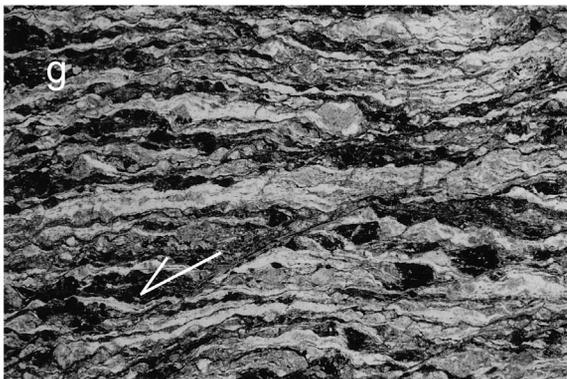
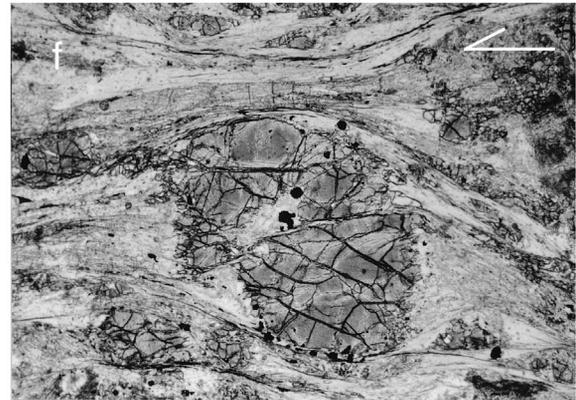
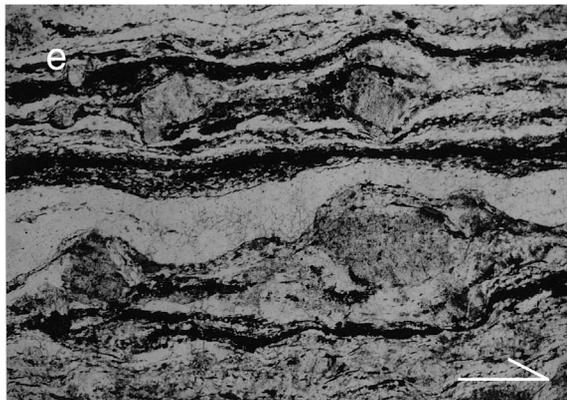
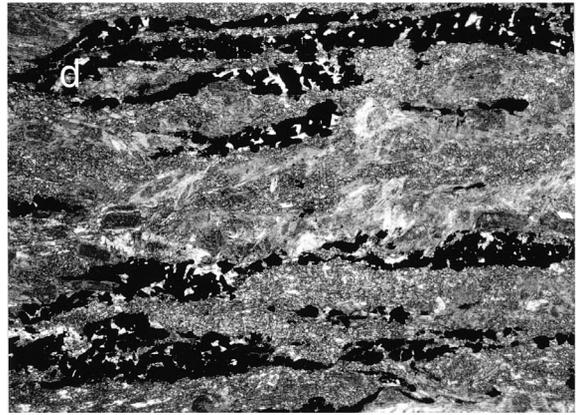
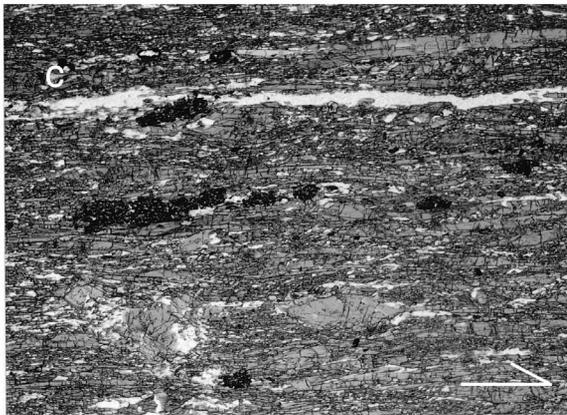
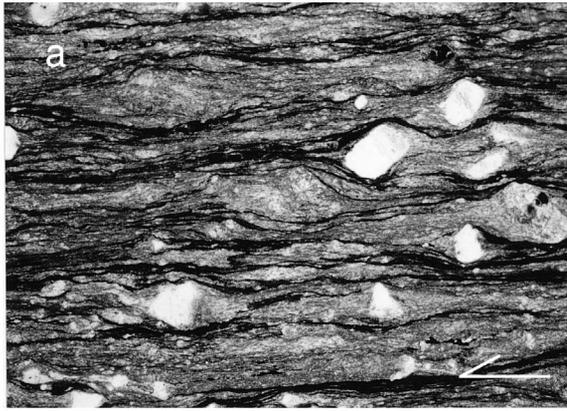
En los niveles estructurales más altos del Complejo Río Verde, la evolución microestructural post-pico térmico se caracteriza por la superposición subparalela de fábricas de baja-T sobre las previas de alta-T. Con el descenso de la temperatura la deformación por cizalla se fue concentrando progresivamente en volúmenes de roca cada vez más pequeños. Debido a ello, el registro de las condiciones P-T de formación de las sucesivas microestructuras generadas durante el cizallamiento es en parte recupera-

ble. La deformación por cizalla inicial produce en las metabasitas fábricas protomiloníticas y miloníticas S-C de Tipo II (Lister y Snoke, 1984). En las metabasitas, estas fábricas penetrativas se caracterizan por la estabilidad parcial de la epidota y la hornblenda en las superficies S y C, lo que indica su formación bajo las condiciones de menor T de la facies de las anfibolitas. En estas fábricas, los agregados de granos de cuarzo muestran un grado variable de recristalización dinámica (Fig. 8b) y los porfiroclastos de hornblenda aparecen a menudo deformados internamente. El reemplazamiento de la hornblenda por actinolita en *pull-aparts* orientados a alto ángulo de la Lp, proporciona una clara evidencia de la naturaleza retrograda de la fábrica milonítica. Los indicadores cinemáticos en estas milonitas incluyen estructuras S-C, bandas de cizalla, sombras de presión en torno a porfiroclastos y fábricas oblicuas en la forma de los granos. Todas estas estructuras son consistentes regionalmente e indican un sentido de cizallamiento de techo hacia el N y NE.

En los niveles estructurales más bajos del Complejo Río Verde, la foliación principal Sp es de carácter retrógrado. Este carácter es, sin embargo, menos evidente debido al

Figura 8. Microestructuras en el Cinturón Intermedio. En las microfotografías, las flechas definen el sentido de cizalla. (a) Fábrica Sp en los esquistos máficos miloníticos de la Formación Maimón, en la que la asimetría de las sombras de presión en torno a porfiroclastos define un cizallamiento sinistro; (b) Microestructuras post-pico térmico del metamorfismo en ribbons de cuarzo policristalinos, que muestran un variable grado de recristalización dinámica y en los que la asimetría en los bordes de grano define un cizallamiento sinistro; (c) Microestructuras sin-pico térmico en el Complejo Río Verde, en la que la fábrica Sp-Lp está definida por nematoblastos alineados de hornblenda; (d) Microestructura sin-pico térmico en las metabasitas del Complejo Duarte localizadas en la periferia de las intrusiones tonalíticas y donde la fábrica Sp está definida por una alternancia milimétrica de niveles ricos en anfíboles y opacos (notar los recrecimientos fibroso-radiales de anfíboles sobre la Sp); (e) Microestructuras post-pico térmico en el Complejo Duarte, en las que los agregados elipsoidales de hornblenda+plagioclasa están rodeados por una fábrica Sp-Lp milonítica definida por actinolita+albita+clorita+ epidota+ilmenita; (f) Fábrica milonítica S-C de Tipo II (Lister y Snoke, 1984) desarrollada en condiciones de la facies de los esquistos verdes y en la que los porfiroclastos de epidota están reemplazados en pull-apart por actinolita y clorita (notar la estabilidad de la actinolita en la fábrica Sp); (g) Microestructuras dúctil-frágiles asociadas al cabalgamiento tardío del Río Yuna, en las que la foliación Sp consiste en una fábrica milonítico-filonítica desarrollada en condiciones de la facies de los esquistos verdes de menor-T (notar la formación de bandas de cizalla sintéticas al cizallamiento sinistro); y (h) Microestructuras frágiles asociadas al cabalgamiento tardío del Río Yuna, caracterizadas por una deformación cataclástica acompañada por varias generaciones de grietas de extensión rellenas de clorita, carbonatos, cuarzo y minerales arcillosos.

Figure 8. Median Belt microstructures. In the microphotographs, the arrows define the shear sense. (a) Sp mylonitic fabric in the greenschists of the Maimón Formation. In porphyroclasts, pressure shadows asymmetry defines a sinistral shear sense; (b) Post-thermal metamorphic peak microstructures in quartz ribbons that show a variable grade of dynamic recrystallization. Grain-rim asymmetry defines a sinistral shear sense. (c) Syn-thermal metamorphic peak microstructures in the Río Verde Complex, where the Sp-Lp fabric is defined by hornblende aligned nematoblasts; (d) Syn-thermal metamorphic peak microstructures in the Duarte Complex metabasites located near the tonalitic intrusions. Sp fabric is defined by an alternance of amphibole and opaque-rich levels (note fibrous-radial aggregates of amphiboles over the Sp); (e) Post-thermal metamorphic peak microstructures in the Duarte Complex. Elongated aggregates of hornblende+plagioclase are surrounded by a Sp-Lp mylonitic fabric defined by actinolite+albite+chlorite+epidote+ilmenite; (f) Type II S-C mylonitic fabric (Lister y Snoke, 1984) developed in greenschist metamorphic facies. Note epidote porphyroclasts replaced in pull-apart by actinolite and chlorite; (g) Ductile-brittle microstructures related to Río Yuna late thrust. Sp foliation consists of a mylonitic-phylonitic fabric developed in low-T greenschist facies conditions (Note the shear-bands formation synthetic to the sinistral shear sense); (h) Brittle microstructures related to Río Yuna late thrust. The deformation is cataclastic and characterized by the generation of several sets of tension gashes filled with chlorite, carbonates, quartz and clays



rango menor de temperaturas de enfriamiento dentro de la facies de los esquistos verdes. En estos niveles, los esquistos máficos son tectonitas S-L en las que la foliación está definida por un bandeo milimétrico de niveles alternativamente ricos en actinolita y plagioclasa, y la lineación de estiramiento marcada por el alineamiento de la actinolita y de agregados de cuarzo y/o epidota. En las rocas menos deformadas, se observan granos de clinopiroxeno ígneo relicto, parcialmente reemplazados en las sombras de presión por agregados de clorita+actinolita±epidota.

A lo largo de toda la secuencia estructural aparecen bandas discretas de esquistos verdes miloníticos y filonitas, donde la fábrica Sp aparece deformada por una esquistosidad de crenulación extensional (ECC de Platt y Visers, 1980). Las microestructuras desarrolladas adyacentemente a estas zonas de esquistosidad incluyen la deformación plástica interna de porfiroclastos de plagioclasa, epidota y hornblenda; la cloritización de los anfíboles; y la restauración o recristalización menor del cuarzo. Los planos de esquistosidad en la fábrica ECC están frecuentemente definidos por una asociación mineral formada por cuarzo+clorita±actinolita±albita±epidota±mica blanca±calcita, típica de la parte de menor T de la facies de los esquistos verdes. La asimetría de la fábrica ECC indica generalmente un sentido de cizalla de techo hacia el NE. Estas bandas con una ECC se interpreta representan una etapa del cizallamiento relativamente tardía, desarrollada a una menor temperatura que la fábrica milonítica principal. Esta deformación está también indicada por la retrogradación de porfiroclastos de clinopiroxeno y hornblenda a elementos de la fábrica Sp-Lp, definidos por agregados de actinolita, calcita, epidota y lepidoblastos de clorita. Estas fábricas dúctiles aparecen localmente superpuestas por venas de epidota subverticales, variablemente rotadas hasta el paralelismo con la foliación milonítica principal.

Los niveles estructurales más bajos del Complejo Río Verde consisten en rocas metavolcánicas y metasedimentarias metamorfizadas en condiciones de la facies de prehnita-pumpellyta (subesquistos verdes). Estas rocas muestran un menor desarrollo de deformación penetrativa que los niveles estructurales más altos, preservándose todavía las características volcánicas o sedimentarias originales, tales como fenocristales y vesículas, los clastos en las brechas volcánicas y la estratificación. En estos niveles, la pumpellyta aparece formando agregados aciculares de grano muy fino y delgados niveles interestratificados. La prehnita forma prismas de longitud generalmente menor de 1 mm y agregados de granos muy pequeños elongados paralelamente a la débil Sp.

Formación Maimón

La característica estructural principal de las rocas de la Formación Maimón es que aparecen deformadas heterogéneamente por una zona de cizalla dúctil de escala kilométrica: la Zona de Cizalla de Ozama (Draper et al., 1996). Los metabasaltos y metavulcanitas ácidas deformados por esta estructura han desarrollado como consecuencia microestructuras deformativas y fábricas protomiloníticas y miloníticas (Draper y Lewis, 1991). En la secuencia estructural, la intensidad de la deformación aumenta progresivamente hacia los niveles estructurales altos, habiéndose reconociéndose todos los estadios intermedios entre la preservación de las texturas ígneas del protolito y su transposición completa por el desarrollo de una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp).

En los esquistos máficos miloníticos, la fábrica Sp está definida por un bandeo milimétrico-submilimétrico de niveles alternativamente ricos en actinolita+clorita y plagioclasa+cuarzo (Fig. 8a), desarrollado en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. La lineación de estiramiento Lp aparece marcada por el alineamiento de la actinolita y de los agregados cuarzo-plagioclásicos y/o de epidota. Los porfiroclastos de clinopiroxeno ígneo relicto están reemplazados parcialmente en las sombras de presión por agregados de clorita+actinolita±epidota. Como en el Complejo Río Verde, la temperatura de metamorfismo y la intensidad de la deformación descenden hacia la base estructural de la formación, reconociéndose las estructuras ígneas o sedimentarias originales. En estos niveles, las plagioclasas ígneas pueden aparecer pseudomorfizadas por agregados de clorita+epidota+prehnita±pumpellyta±albita.

Complejo Duarte

En el área estudiada, el Complejo Duarte presenta un metamorfismo regional desarrollado contemporáneamente a la deformación y en condiciones variables, desde la facies de los esquistos verdes a la anfibolítica superior. Se superpone un metamorfismo retrógrado desarrollado en todo el complejo, aunque de intensidad variable, que caracteriza las bandas de rocas deformadas asociadas a los cabalgamientos dúctiles y dúctil-frágiles tardíos, como es el caso de los cabalgamientos del Río Yuna y La Jautía (Hernaiz Huerta et al., 2000b). Los niveles estructuralmente más bajos del complejo fueron intruidos por el batolito norítico y gabro-norítico de La Jautía, que durante la deformación dúctil desarrolló localmente asociaciones de granulitas con granate+ortopi-

roxeno. Los niveles más altos están intruidos por varios plutones de composición tonalítica y concordantes con la foliación regional, que aparecen elongados siguiendo una dirección NNO-SSE. Durante las intrusiones se desarrollaron aureolas de metamorfismo de contacto de espesor hectométrico-kilométrico en las metabasitas del Complejo Duarte encajante. Las tonalitas son sin- y tardi-cinemáticas respecto a la deformación regional, como atestiguan la deformación dúctil que les afecta y que se manifiesta por el estiramiento de *rods* cuarzo-feldespáticos, la elongación preferente de xenolitos dioríticos y el desarrollo heterogéneo de fábricas Sp-Lp no-coaxiales. Las zonas de mayor deformación en las tonalitas se caracterizan por el desarrollo de fábricas S-C protomiloníticas y miloníticas, en las que la asimetría de los indicadores cinemáticos establece un sentido de cizallamiento de techo hacia el NE.

En el sector estudiado del Complejo Duarte, la deformación regional es principalmente no-coaxial y afecta a los 6-8 km de potencia estructural. A lo largo de toda esta secuencia estructural, la foliación metamórfica Sp y la lineación mineral Lp son subparalelas y desarrolladas a diferentes condiciones metamórficas. En estas fábricas el sentido de movimiento, deducido a partir de los indicadores cinemáticos en las fábricas no-coaxiales, establece un sentido de cizalla regionalmente consistente de techo hacia el NE. Estas observaciones indican que la deformación regional consistió en una cizalla simple subhorizontal y que afectó contemporáneamente a diferentes niveles corticales.

En las metabasitas del Complejo Duarte es posible diferenciar las microestructuras formadas durante la evolución progradada, el pico-térmico del metamorfismo y la evolución retrógrada. La deformación sin-pico térmico en los niveles estructuralmente medios y bajos del complejo, se manifiesta por el desarrollo de fábricas deformativas no-coaxiales y miloníticas. Estas fábricas están también desarrolladas en la periferia de las intrusiones tonalíticas sin-cinemáticas (Fig. 8d). Las microestructuras sin-pico térmico están comúnmente caracterizadas por una alternancia de microdominios granoblásticos ricos en hornblenda+epidota y plagioclasa+cuarzo, así como por alineaciones de esfena e ilmenita. Estos elementos definen la fábrica plano-linear principal (Sp-Lp), respecto a la cual los nematoblastos de hornblenda y la epidota se alinean de forma oblicua. Estos porfiroblastos sin-Sp incluyen una asociación pre-pico constituida por actinolita+plagioclasa+cuarzo. En estas fábricas, el agregado cuarzo-plagioclásico está completamente recristalizado a un mosaico de granos elongados completamente

restaurados. En los niveles estructurales altos del complejo, metamorfizados en condiciones de la facies de los esquistos verdes, la deformación sin-pico térmico se caracteriza por la formación de agregados paralelos a la Sp de actinolita+clorita±mica blanca, que envuelven a los porfiroblastos de plagioclasa y epidota.

La deformación post-pico metamórfico consiste en la superposición subparalela de fábricas de baja-T sobre las previas de alta-T, produciendo protomilonitas y milonitas S-C de Tipo II (Lister y Snoke, 1984). En los niveles estructurales bajos del complejo, algunas anfibolitas preservan microestructuras de reacción formadas e incorporadas durante el desarrollo de la fábrica retrógrada. Un ejemplo son los agregados previos de hornblenda+plagioclasa±granate, que forman microdominios elipsoidales rodeados por una foliación milonítica definida por actinolita+albita+clorita, rica en epidota e ilmenita (Fig. 8e). Dentro de estas fábricas, los agregados de cuarzo muestran típicamente un grado variable de recristalización dinámica por la progresiva desorientación de subgranos, y los porfiroclastos de hornblenda y epidota están a menudo internamente deformados y reemplazados en *pull-aparts* por actinolita y clorita (Fig. 7f). Estas microestructuras son indicativas de una deformación bajo las condiciones de mayor T de la facies de los esquistos verdes. La orientación oblicua de los granos de cuarzo recristalizados y de las fábricas de subgranos, junto con la asimetría de los porfiroclastos, indica consistentemente que los niveles estructurales altos se desplazaron hacia el N y NE durante el cizallamiento dúctil.

La intrusión norítica y gabro-norítica de la Jautía aparece deformada en su extremo oriental por una zona de cizalla dúctil, que es truncada a techo por el cabalgamiento de la Jautía. En las fábricas miloníticas relacionadas con la cizalla es estable una asociación sincinemática compuesta por Opx+Grt+Pl+Hbl+Qtz, indicativa de una deformación durante el pico térmico bajo condiciones metamórficas de la facies granulítica de media-P. En estas fábricas se forman porfiroclastos de plagioclasa y existen evidencias texturales del reemplazamiento del Opx en los bordes y *pull-aparts* por Hbl, que en conjunto establecen un carácter retrógrado para la deformación dúctil en este nivel estructural.

Una etapa posterior de metamorfismo retrógrado está desarrollada en las superficies discretas de un sistema de cabalgamientos dúctiles tardíos. Las principales estructuras de este tipo reconocidas son los cabalgamientos de La Jautía y del Río Yuna (Figs. 3 y 4). Durante esta deformación tiene lugar la formación de asociaciones con

actinolita+clorita, indicativas de una retrogradación a la facies de los esquistos verdes de baja-T. Dicha deformación se manifiesta en las anfibolitas por la formación de bandas de esquistos máficos cizallados y filonitas (Fig. 8g), como la potente banda desarrollada en la base estructural del Complejo de Duarte, asociadamente a su superposición tectónica sobre la Formación Tiroo infrayacente. Sobre estas fábricas se superpone una deformación más frágil que genera cataclasitas variablemente foliadas (Fig. 8h).

CONDICIONES METAMÓRFICAS Y EVOLUCIÓN P-T

Química Mineral

La composición química de las fases metamórficas de interés fue determinada utilizando una microsonda JEOL JXA-8900M, en el Centro de Microscopía Electrónica Luis Brú de la Universidad Complutense de Madrid. Las condiciones analíticas fueron de 15 keV y 15 nA para todos los minerales, excepto para los feldespatos

que fueron de 10 nA. El diámetro del haz utilizado fue de 5 µm para todos los minerales y de 10 µm para los feldespatos. La calibración se realizó utilizando patrones naturales y sintéticos y en todas las correcciones se utilizaron los procedimientos ZAF.

Anfibol

Se identificaron varios tipos de anfíboles en las metabasitas de las distintas zonas metamórficas del Complejo Río Verde, la Formación Maimón y el Complejo Duarte. La Tabla 1 incluye las composiciones representativas de los anfíboles de cada zona y la fórmula estructural calculada utilizando el método 13-NCK (Spear, 1993). En las zonas metamórficas del Complejo Río Verde y la Formación Maimón, los anfíboles gradúan en composición desde actinolita, hornblenda-actinolítica y magnesio-hornblenda, en los niveles estructurales bajos, a magnesio-hornblenda, hornblenda-tschermakítica y Fe-hornblenda pargasítica en los niveles más altos (Fig. 9a). En el Complejo Duarte los anfíboles son principalmente Fe-hornblendas pargasíticas. Los valores obtenidos para

Tabla 1. Análisis representativos de anfíboles.

Table 1. Representative analysis of amphibole.

Zona	II	III	III	III	IVa	IVa	IVa	IVb	IVb	Duarte
Muestra	9079	9004	9004	9005	9022	9022	9069	9030	9030	9010
Análisis	núcleo	núcleo	borde	núcleo	núcleo	borde	borde	núcleo	borde	núcleo
SiO ₂	43,21	46,69	50,77	46,20	44,48	43,76	47,18	46,13	43,42	44,09
TiO ₂	0,14	0,15	0,96	0,03	0,38	0,41	1,10	0,38	0,43	0,37
Al ₂ O ₃	19,30	9,05	4,22	8,59	11,64	12,28	8,90	10,31	13,47	15,10
FeO	9,63	16,70	15,67	18,03	15,54	16,54	12,29	16,07	16,87	15,79
Cr ₂ O ₃	0,04	0,13	0,15	0,03	0,01	0,00	0,05	0,07	0,12	0,02
MnO	0,08	0,20	0,18	0,15	0,19	0,20	0,18	0,34	0,31	0,26
MgO	5,03	11,48	12,82	10,18	10,31	9,76	13,36	10,66	9,58	8,90
CaO	20,38	10,94	12,04	11,40	11,05	11,14	11,96	11,76	11,75	10,92
Na ₂ O	0,02	0,50	0,28	0,59	1,12	1,18	1,10	1,34	1,65	1,76
K ₂ O	0,00	0,20	0,07	0,17	0,30	0,40	0,22	0,36	0,36	0,06
Total	97,79	95,90	97,00	95,33	94,99	95,67	96,29	97,33	97,85	97,25
Si	6,88	6,84	7,42	6,93	6,70	6,53	6,90	6,80	6,39	6,45
Al	3,62	1,56	0,73	1,52	2,05	2,16	1,53	1,79	2,34	2,60
Cr	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Ti	0,02	0,02	0,11	0,00	0,04	0,05	0,12	0,04	0,05	0,04
Mg	1,19	2,51	2,79	2,27	2,30	2,17	2,91	2,34	2,10	1,94
Fe ²⁺	1,28	2,05	1,92	2,26	1,94	2,07	1,50	1,98	2,08	1,93
Mn	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,04	0,04	0,03
Ca	3,48	1,72	1,89	1,83	1,77	1,78	1,88	1,86	1,85	1,71
Na	0,01	0,14	0,08	0,17	0,32	0,34	0,31	0,38	0,47	0,50
K	0,00	0,04	0,01	0,03	0,06	0,08	0,04	0,07	0,07	0,01
S _{cat}	16,48	14,89	14,98	15,03	15,15	15,20	15,23	15,31	15,39	15,22

la relación X_{Fe} ($=Fe/Fe+Mg$) en el Complejo Río Verde son de 0.29-0.40 en los niveles estructurales bajos y de 0.30-0.52 en los niveles altos. Las relaciones Fe^{3+}/Fe_{TOT} y Al_{TOT} ($Al^{IV}+Al^{VI}$ por 13 cationes) son, respectivamente, de 0.43-0.82 y 1.4-1.6 en los niveles bajos, y de 0.65-0.82 y 1.5-2.3 en los niveles altos.

Los anfíboles de una misma muestra se presentan zonados heterogéneamente. En el Complejo Río Verde, los anfíboles registran de núcleo a borde un descenso en el contenido en $(K+Na)$ en la posición estructural A y de la relación $(Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$ en las Zonas II y III, y un aumento en $(K+Na)_A$ y $(Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$, o su conservación, en las Zonas IVa y IVb (Fig. 9b y c). Los anfíboles en el Complejo Duarte son hornblendas tschmarkíticas en cuyo núcleo los valores de la relación X_{Fe} son de 0.32-0.44, de 0.6-0.75 para la relación Fe^{3+}/Fe^{TOT} y de 2.5-2.6 para el Al^{TOT} . En general, en los anfíboles del Complejo Duarte aumenta de núcleo a borde tanto el contenido en $(K+Na)_A$ como la relación $(Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$. La Figs. 9-a, b y c muestran que las principales sustituciones en los anfíboles son de los tipos tschermakítica, pargasítica y edenítica.

Los anfíboles de diferentes niveles estructurales presentan importantes variaciones composicionales, reflejo de su formación a distintas condiciones P-T de metamorfismo. La ocupación de la posición A en los anfíboles por los álcalis viene a reflejar la temperatura de metamorfismo, debido a que el intercambio edenítico es sensible a la temperatura (Spear, 1993). Por lo tanto, el aumento en la $(K+Na)_A$ observado desde los niveles estructurales bajos (Zonas II y III) a los altos (Zonas IVa y IVb), es indicativo del aumento progresivo de la temperatura de metamorfismo (Fig. 9c). De forma similar, el incremento en la relación X_{Fe} observada en los anfíboles puede ser relacionada a un incremento de la temperatura hacia los niveles estructurales más altos (Fig. 9a). Sin embargo, el descenso de $(K+Na)_A$ observado de núcleo a borde en algunos anfíboles individuales, sugiere el reequilibrio de la parte externa del cristal durante la evolución retrograda.

El incremento en el contenido en Al_{TOT} de núcleo a borde en las hornblendas de los niveles estructurales altos del Complejo Río Verde (Zonas IVa y IVb) y en el Complejo Duarte, es consistente con el consumo de los componentes tschermakítico y edenítico del anfíbol mediante los vectores de intercambio $Al^{IV}+Al^{VI} \rightleftharpoons Si+R^{2+}$ y $Na-Al^{IV} \rightleftharpoons oSi$ (*o* indica vacancia; Blundy y Holland, 1990). Este cambio composicional entre núcleos y bordes es indicativo de un incremento de la presión de metamor-

fismo durante la evolución progradada (Anderson and Smith, 1995). La Fig. 9b muestra el aumento en los contenidos en Al^{IV} y $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti$, entre los núcleos de baja-P y los bordes de alta-P de los anfíboles de las Zonas III, IVa y IVb, junto al Complejo Duarte. Por otro lado, el contenido de Al_{TOT} en los anfíboles del Complejo Río Verde aumenta desde las Zonas II y III a las Zonas IVa y IVb, sugiriendo que la actual secuencia estructural es un apilamiento de pequeñas láminas cabalgantes, previamente recrystalizadas a condiciones diferentes de presión.

Plagioclasa

Las composiciones representativas de las plagioclasas en cada zona metamórfica del Complejo Río Verde y la Formación Maimón están incluidas en la Tabla 2. En las Zonas II, III y IVa, las plagioclasas analizadas son de composición albita, con contenidos en X_{Ab} entre 0.95 y 0.99. En algunas muestras, se observan microtexturas que indican la existencia de fenocristales de feldespatos ígneos. Sin embargo, los análisis realizados en ellos demuestran que todos ellos son también de composición albitica. Las plagioclasas de la Zona IVb son de composición oligoclasa/andesina y, en raros casos, labradorita. La plagioclasa de la matriz aparece formando porfiroblastos milimétricos, elongados paralelamente a la Sp y con un zonado generalmente normal (Ab_{95-98} o Ab_{86-90}). Las plagioclasas del Complejo Duarte varían en composición desde albita/oligoclasa hasta andesina. Estos cristales son químicamente bastante homogéneos, presentando un pequeño zonado inverso (Ab_{70-72} o Ab_{83-85}).

Granate

Los granates analizados del Complejo Duarte son idiomorfos y de 1 a 2.5 mm de diámetro. Los análisis fueron realizados a lo largo de transversales núcleo-borde con el fin de detectar el zonado químico (Fig. 10). Las composiciones representativas del núcleo y el borde se incluyen en la Tabla 3. Químicamente, los granates muestran un descenso simétrico hacia los bordes de la X_{Sps} (0.09 a 0.04) y la X_{Sps} (0.10 a 0.11), junto con un incremento de la X_{Alm} (0.59 a 0.66) y en una menor extensión de la X_{Prp} (0.12 a 0.17). La relación X_{Fe} desciende ligeramente de centro a borde. Estas tendencias composicionales son típicas del zonado de crecimiento progradado del granate (Spear, 1993). La preservación del crecimiento del granate en estas rocas de alta temperatura indica que, o bien las condiciones de temperatura durante el pico térmico no fueron lo bastante altas para homogeneizarlo, o bien que si lo fueron no prevalecieron durante el tiempo suficiente.

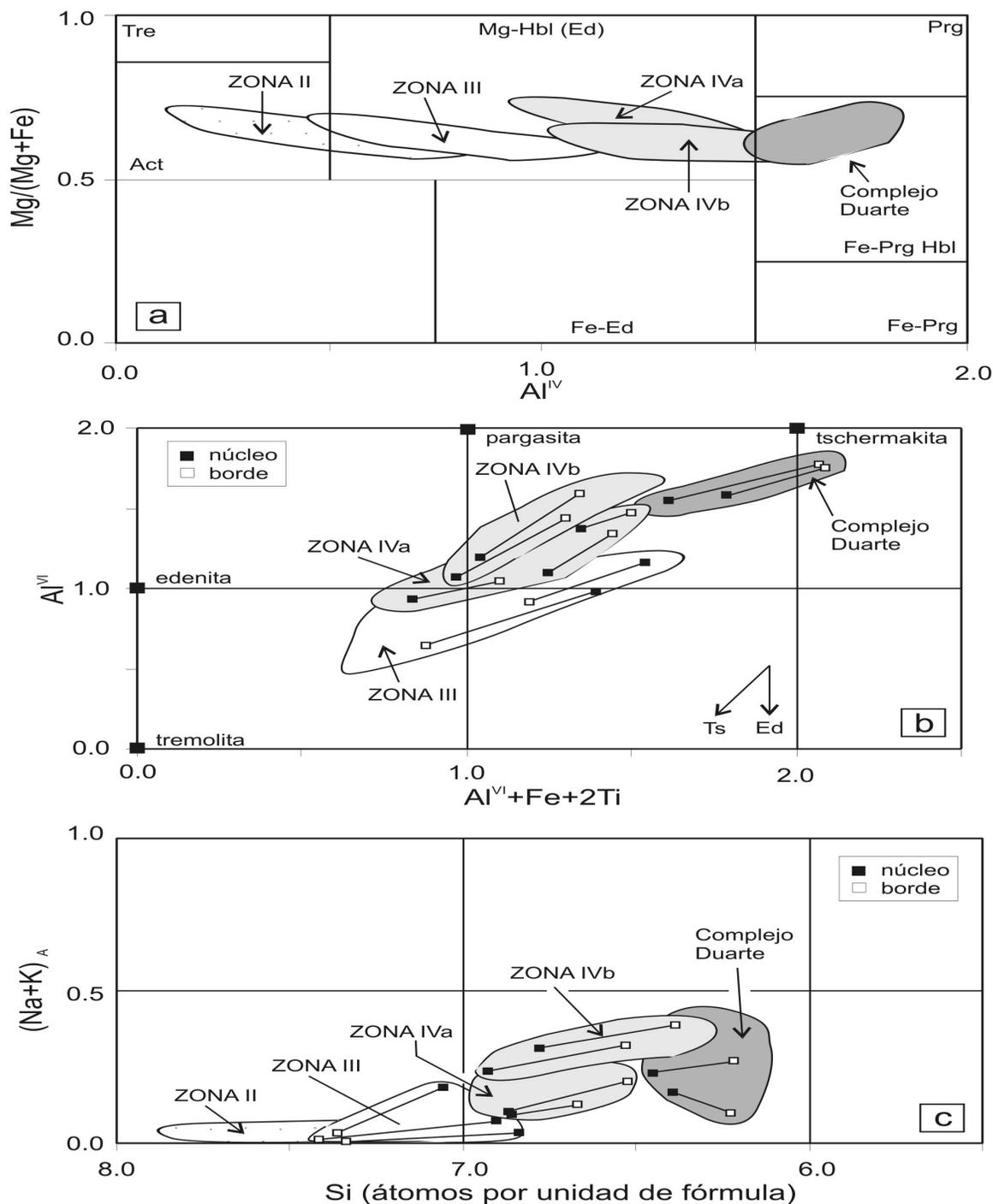


Figura 9. Variación composicional de los anfíboles en las metabasitas del Complejo Duarte y del conjunto Complejo Río Verde+Formación Maimón, expresadas como: (a) Al^{IV} frente a la relación Mg/(Mg+Fe); (b) Al^{VI}+Fe³⁺+Ti frente a Al^{IV}; y (c) Si frente a (Na+K) en la posición A (átomos por unidad de fórmula). Los cuadrados negros y blancos unen la composición del centro y del borde de un mismo cristal. Ver explicación en el texto.

Figure 9. Amphibole compositions in the Duarte Complex and in the Río Verde Complex+Maimón Formation metabasites, expressed as: (a) Al^{IV} versus Mg/(Mg+Fe) ratio; (b) Al^{VI}+Fe³⁺+Ti versus Al^{IV}; and (c) Si versus (Na+K) in A site (p.f.u.). The black and white squares join the composition of the center and of the rim of a same crystal. For an explanation see the text.

Tabla 2. Análisis representativos de plagioclasas.

Table 2. Representative analysis of plagioclase.

Zona	II	II	III	III	III	III	IVa	IVa	IVb	IVb	Duarte	Duarte	Duarte
Muestra	9079	9079	9004	9004	9005	9005	9022	9022	9030	9030	9010	9010	9010
Análisis	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	núcleo	borde	núcleo	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo
SiO ₂	67,29	67,46	68,97	68,69	65,25	64,92	67,31	68,33	65,37	65,17	63,86	63,31	60,82
Al ₂ O ₃	20,16	19,97	19,74	19,54	21,75	22,00	20,85	19,77	21,91	21,27	22,20	22,16	25,15
MgO	0,01	0,16	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,17	0,00
FeO	0,08	0,48	0,10	0,16	0,04	0,24	0,08	0,01	0,23	0,24	0,20	0,83	0,06
CaO	0,55	0,24	0,18	0,21	2,96	1,24	1,19	0,18	2,56	1,89	3,35	3,05	6,01
Na ₂ O	11,34	11,39	11,71	11,83	9,99	9,93	11,01	11,63	9,89	10,37	9,58	9,55	8,09
K ₂ O	0,07	0,06	0,04	0,05	0,09	0,89	0,14	0,02	0,11	0,10	0,06	0,03	0,01
Tot	99,49	99,76	100,73	100,48	100,10	99,22	100,58	99,94	100,10	99,03	99,25	99,10	100,14
Si	2,96	2,96	2,99	2,99	2,87	2,88	2,93	2,98	2,87	2,89	2,83	2,82	2,70
Al	1,04	1,03	1,01	1,00	1,12	1,15	1,07	1,02	1,13	1,11	1,16	1,16	1,31
Fe	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,03	0,01	0,01	0,01	0,14	0,06	0,06	0,01	0,12	0,09	0,16	0,15	0,29
Na	0,97	0,97	0,98	1,00	0,85	0,85	0,93	0,98	0,84	0,89	0,82	0,82	0,70
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
S _{cat}	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	4,98	5,00	4,99	4,99	5,00
X _{An}	0,03	0,02	0,01	0,02	0,14	0,08	0,05	0,01	0,12	0,09	0,16	0,15	0,29
X _{Ab}	0,97	0,98	0,99	0,98	0,85	0,88	0,94	0,99	0,87	0,90	0,83	0,85	0,71
X _{Or}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00

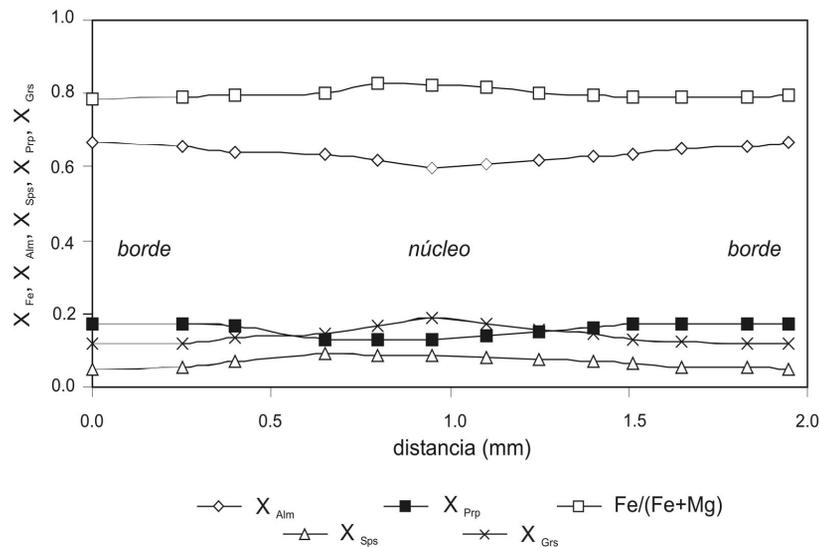
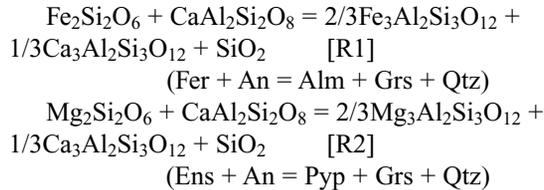


Figura 10. Perfiles composicionales borde-núcleo-borde del zonado de los granates pertenecientes a las asociaciones de granulitas con Grt+Opx presentes en el Complejo Duarte.

Figure 10. Rim-core-rim compositional profiles of garnets in Grt+Opx-granulites of the Duarte Complex.

El incremento progresivo de la X_{Alm} y la X_{Prp} observado en el granate, puede ser atribuido a su crecimiento sin-Sp mediante las reacciones (Harley, 1984; Lee y Ganguly, 1988; abreviaciones de Kretz, 1983):



De acuerdo con las anteriores reacciones, la formación del componente grosularia en el granate requiere el consumo de la anortita en la plagioclasa. La moderada pendiente positiva de esta reacción en el espacio P-T ($\Delta P/\Delta T=1,687$ kbar/100°C, calculada con la base de datos termodinámica y el programa TWEEQU de Berman, 1991 y Berman y Aranovich, 1996), sugiere que el aumento hacia el borde del granate de la X_{Prp} y el descenso de la X_{Grs} pueden ser correlacionadas tanto con un au-

mento de las condiciones de temperatura, como por un descenso en la presión, o por un incremento de la P y la T a lo largo de un gradiente de menor pendiente que la reacción calculada.

Ortopiroxeno

En las zonas metamórficas del Complejo Río Verde y la Formación Maimón, los piroxenos encontrados son fundamentalmente clinopiroxenos ígneos relictos. Aparecen en todas las zonas metamórficas formando granos aislados xenomorfos o porfiroclastos en los metabasaltos más deformados. En algunos casos los granos están relativamente inalterados, pero en otros están completamente reemplazados por clorita y anfíboles blásticos. Sin embargo, en los niveles estructurales más altos del Complejo Río Verde (Zona IVb), el metamorfismo de alta-T originó la blastesis de clinopiroxeno. Se trata de agregados de granos subidiomorfos que crecen en los bordes de la hornblenda o porfiroblastos de pequeño tamaño que forman parte de la matriz.

En las asociaciones de granulitas con granate+ortopiroxeno del Complejo Duarte, el ortopiroxeno es una hiperstena con valores de la relación X_{Mg} de 0.52-0.58 y contenidos bajos en Ca, normalmente de 0.04 y sólo raramente >1.0% en CaO. Las composiciones representativas se incluyen en la Tabla 4. El máximo contenido de Al_2O_3 analizado es de 1.90%, aunque el rango normal es de 0.8-1.40%. Los contenidos típicos en Al en la posición M1 oscilan entre 0.04-0.05 en los núcleos y 0.06-0.09 en los bordes. Sólo se ha detectado un mínimo zonado composicional de Fe y Mg, siendo despreciables los contenidos en Cr y Ti.

Termobarometría

Complejo Río Verde

En las metabasitas estudiadas del Complejo Río Verde, las condiciones P-T del pico térmico del metamorfismo fueron calculadas en cada zona metamórfica a partir de la intersección entre el termómetro hornblenda-plagioclasa de Powell y Holland (1988; T_{PH}) con el barómetro del contenido en Al en la hornblenda de Hammarstrom y Zen (1986; P_{HZ}), Hollister et al. (1987; P_H) y Anderson y Smith (1995; P_{AS}), el cual incorpora en la calibración el efecto de la temperatura (Tabla 5). Los puntos P-T obtenidos como resultado se muestran gráficamente en la Fig. 11a. En los niveles estructurales bajos (Zonas II y III), las temperaturas estimadas para el pico térmico a partir de las composiciones de los bordes de

Tabla 3. Análisis representativos del granate en las granulitas con Grt+Opx del Complejo Duarte.

Table 3. Representative analyses of garnet in Duarte Complex Grt+Opx-bearing granulites.

Análisis	núcleo	borde
SiO ₂	38,13	38,43
Al ₂ O ₃	21,53	21,79
FeO	28,73	29,70
MnO	3,97	2,10
MgO	3,26	4,26
CaO	5,12	4,06
TiO ₂	0,15	0,04
Total	100,9	100,3
Si	6,00	6,03
Al	4,00	4,04
Ti	0,02	0,01
Mg	0,77	1,00
Fe ²⁺	3,78	3,90
Mn	0,53	0,28
Ca	0,86	0,68
S _{cat}	15,9	15,9
X_{Alm}	0,63	0,66
X_{Pyr}	0,13	0,17
X_{Sps}	0,09	0,05
X_{Grs}	0,15	0,12
X_{Fe}	0,80	0,79

Tabla 4. Análisis representativos de ortopiroxeno en las granulitas con Grt+Opx del Complejo Duarte.

Table 4. Representative analysis of orthopyroxene in Duarte Complex Grt+Opx-bearing granulites.

	Análisis núcleo	borde
SiO ₂	54,91	55,32
TiO ₂	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	1,92	1,41
FeO	25,10	24,40
MnO	0,52	0,61
MgO	16,77	17,06
CaO	0,63	0,97
S _{tot}	100,0	100,0
Si	2,10	2,11
Al	0,09	0,06
Ti	0,00	0,00
Mg	0,95	0,98
Fe	0,80	0,78
Mn	0,02	0,02
Ca	0,03	0,04
S _{cat}	3,98	4,00
X _{Wo}	0,02	0,02
X _{En}	0,53	0,54
X _{Fs}	0,45	0,44

pares hornblenda-plagioclasa oscilan entre 517 y 562°C (T_{PH}). Las estimaciones de la presión para el pico térmico cambian ligeramente en función del barómetro utili-

zado: 3.1 y 3.92 kbar (P_{HZ}), 3.18-4.03 kbar (P_H) y 3.98-4.71 (P_{AS}). Como muestra la Tabla 5, las estimaciones de la presión P_{HZ} y P_H son sistemáticamente inferiores que aquéllas obtenidas a partir de la intersección del termómetro de Powell y Holland (1988) con el barómetro de Anderson y Smith (1995).

Las condiciones de equilibrio de los bordes de los minerales en los niveles estructurales altos (Fig. 11a) son de 583-614°C (T_{PH}) y 6.05-7.54 kbar (P_{HZ}), en la Zona IVa, y de 622-670°C (T_{PH}) y 6.08-8.32 kbar (P_{HZ}), en la Zona IVb. En estos niveles, las condiciones P-T para los pares núcleo de hornblenda-núcleo de plagioclasa de la matriz son de 579-610°C (T_{PH}) y de 3.91-6.43 kbar (P_{HZ}). Por lo tanto, existe un aumento de la presión de unos 2-3 kbar durante la evolución progradada previa al pico térmico. En conjunto, las estimaciones de las condiciones metamórficas basadas en estos termómetros y barómetros minerales son consistentes con su localización en un diagrama de fases en el sistema básico modelo NCFMASH (Fig. 11a; mod. de Evans, 1990; Frey et al., 1991; Spear, 1993) y los campos de estabilidad de los anfíboles, con independencia de la ausencia de relaciones actividad-composición bien definidas para la hornblenda.

Complejo Duarte

En el Complejo Duarte las condiciones P-T del pico térmico en las diferentes zonas metamórficas, fueron estimadas mediante la intersección de los termómetros Hbl-Pl (T_{PH}), Grt-Opx (Harley, 1984, T_H; Sen y Bhattacharya, 1989, T_{SB}) y Grt-Hbl (Graham y Powell, 1984,

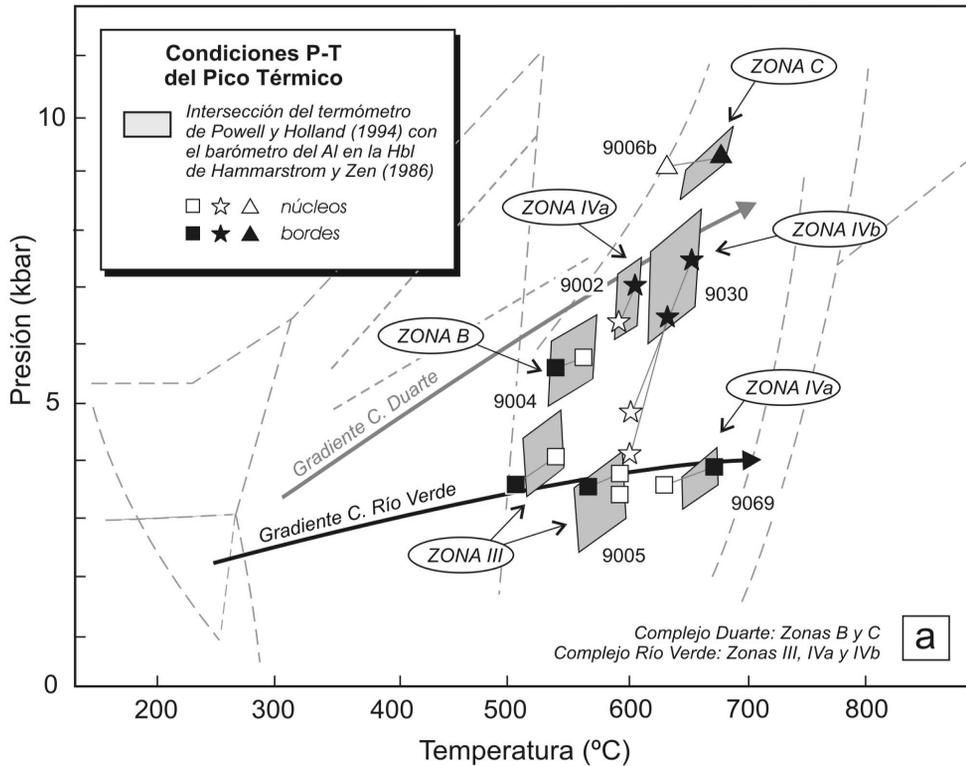
Tabla 5. Resultados de la termometría hornblenda-plagioclasa y la barometría Al en la hornblenda en las metabasitas estudiadas de los Complejos Duarte y Río Verde.

Table 5. Hornblende-plagioclase thermometric and Al-in-hornblende barometric results for Duarte and Río Verde studied complexes.

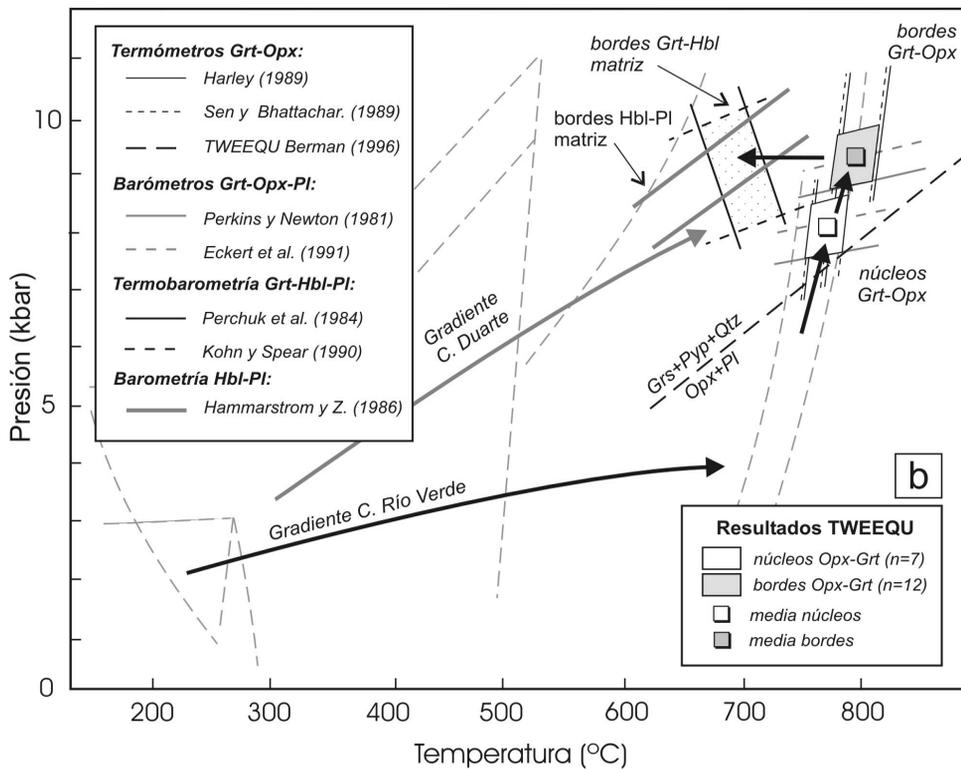
Zona	II	III	III	III	III	IVa	IVa	IVa	IVa	IVb	IVb	Duarte	Duarte
Muestra	9079	9004	9004	9005	9005	9022	9022	9069	9069	9030	9030	9010	9010
Análisis	núcleo	núcleo	borde	núcleo	núcleo	núcleo	borde	núcleo	borde	borde	núcleo	núcleo	borde
X _{Ab}	0,97	0,99	0,98	0,85	0,88	0,93	0,94	0,64	0,64	0,87	0,87	0,71	0,72
T _{PH}	579	562	517	585	582	584	600	635	669	630	611	588	633
P _{HZ}	3,92	3,44	3,16	3,71	6,39	6,93	3,59	3,80	7,83	3,91	9,16	9,25	
P _H	4,03	3,50	3,18	3,80	6,80	7,41	3,67	3,89	8,41	4,02	9,90	10,01	
P _{AS}	-	4,71	-	3,98	4,55	7,39	7,92	4,37	4,35	8,63	4,77	10,31	10,03

X_{Ab} = Fracción molar de la albita en la plagioclasa; T_{PH} = Temperaturas (°C) calculadas a partir del geotermómetro de Powell y Holland (1994) a P=5 kbar; P_{HZ} = Presiones (kbar) obtenidas a partir del geobarómetro de Hammarstrom y Zen (1986); P_H = Presiones (kbar) obtenidas a partir del geobarómetro de Hollister et al. (1987); y P_{AS} = Presiones (kbar) obtenidas a partir del geobarómetro de Anderson y Smith (1995).

ZONAS METAMORFICAS COMPLEJOS DUARTE Y RIO VERDE



GRANULITAS CON GRT+OPX, COMPLEJO DUARTE



T_{GP} ; Perchuk et al., 1985, T_P), con los barómetros Al en la hornblenda de Hammarstrom y Zen (1986; P_{HZ}), Grt-Opx (Nickel y Green, 1985, P_{NG} ; Brey et al., 1986, P_{BK}), Grt-Opx-Pl (Perkins y Newton, 1981, P_{PN} ; Perkins y Chiperá, 1985, P_{PC} ; Moecher et al., 1988, P_M ; Eckert et al., 1991, P_E) y Grt-Hbl-Pl-Qtz (Kohn y Spear, 1989 y 1990, P_{KS}). Para los cálculos se utilizó el programa PTMAFIC de Soto (1993). Los puntos P-T obtenidos como resultado se incluyen en las Tablas 5 y 6. En los niveles estructurales altos del Complejo Duarte, las condiciones estimadas para el pico térmico a partir de la composición de pares de bordes de hornblenda y plagioclasa, son de 542-681°C (T_{PH}) y 4.9-6.6 kbar (P_{HZ}) para la Zona B, y de 636-692°C y 8.5-9.8 kbar para la Zona C (Fig. Xb). En las granulitas con granate+ortopiroxeno, las condiciones del pico térmico fueron obtenidas combinando la composición de los bordes del granate y la plagioclasa con la del ortopiroxeno no en contacto de la matriz, para evitar así los posibles efectos de las reacciones de intercambio retrógrado (Mäder et al., 1994). Las temperaturas estimadas oscilan entre 780 y 820°C, siendo la T_{SB} unos 10-20°C menores que la T_H . Las presiones oscilan entre 8.8 y 10.0 kbar, obteniéndose una diferencia máxima de 0.7 kbar entre las diferentes calibraciones utilizadas del geobarómetro Grt-Opx-Pl (Fig. 11b).

En estas rocas, un estadio previo de la evolución metamórfica puede obtenerse utilizando las composiciones de los núcleos del granate, la plagioclasa y el ortopiroxeno. Las condiciones P-T calculadas para este estadio prepico térmico, oscilan entre 758-802°C y 7.6-8.7 kbar. El vector P-T resultante de unir las condiciones P-T de

equilibrio de los núcleos y los bordes de los minerales establece un corto episodio progrado acompañado por un aumento de la presión (Fig. 11b). Esta evolución es consistente con el descenso entre el núcleo y el borde de los granates de la X_{Fe} y X_{Sp} , y el aumento del contenido en Al en la posición M1 del ortopiroxeno. Las estimaciones de condiciones metamórficas P-T son también consistentes con el diagrama de fases del sistema NCMASH, obteniéndose condiciones para el pico térmico a mayor temperatura que la reacción $Opx+Pl=Pyp+Grs+Qtz$ (Fig. 11b), calculada mediante el programa TWEEQU y la base termodinámica de Berman (1991 y 1996).

Durante la evolución retrógrada el ortopiroxeno es reemplazado por agregados de Hbl+Pl. La composición de los bordes en contacto de ambos minerales ha proporcionado una T_{PH} de 645-690°C y una P_{HZ} de 8.45-9.8 kbar. En ciertos microdominios de estas rocas el granate y la hornblenda forman agregados en equilibrio textural junto a la plagioclasa; las composiciones de los bordes de ambos minerales han proporcionado una T_P (Perchuk et al., 1985) de 672-737°C y una P_{KS} (Kohn y Spear, 1989 y 1990) de 8.08-10.2 kbar. Ambos estadios de la retrogradación registran un enfriamiento isobárico de unos 100-125°C desde las condiciones del pico térmico. La evolución retrógrada posterior se caracteriza en estas rocas por la formación de fábricas miloníticas. A las elevadas temperaturas de 700°C, como las calculadas para estas rocas, los mecanismos de deformación están dominados por los procesos de deformación plástica intracristalina que caracterizan estas fábricas miloníticas de alta-T. Las fábricas plano-lineares miloníticas y la ECC observadas en el

Figura 11. Resultados termobarométricos en el Complejo Duarte y en el conjunto Complejo Río Verde-Formación Maimón del Cinturón Intermedio. (a) Rangos P-T para el pico térmico en las distintas zonas metamórficas identificadas en los Complejos Duarte y Río Verde y condiciones P-T de equilibrio de núcleos y bordes en cristales individuales. Notar el brusco aumento de la P en los anfíboles de las Zonas IVa y IVb); (b) Condiciones P-T de equilibrio de los núcleos y los bordes de pares granate+ortopiroxeno en las granulitas del Complejo Duarte. Los valores P-T medios se obtienen a partir de las intersecciones P-T obtenidas al aplicar un conjunto adecuado de termómetros y barómetros minerales. Los vectores P-T núcleo-borde definen una evolución sin-Sp consistente en una presurización progradada hasta el pico térmico del metamorfismo. Las condiciones P-T de los bordes de los minerales de la matriz registran un episodio del metamorfismo retrogrado. Ver texto para una explicación más amplia. Para evaluar la consistencia de los resultados, en las figuras se ha incluido también el diagrama de fases simplificado para el sistema basáltico NCMASH y los gradientes metamórficos de campo deducidos para el Complejo Duarte y Río Verde-Fm Maimón (ver significado reacciones en la Fig. 7).

Figure 11. Thermobarometric results for the Duarte Complex and the Río Verde Complex+Maimón Formation ensemble of the Median Belt. (a) P-T ranges for the thermal peak in the different metamorphic zones identified in the Duarte and Río Verde Complexes and P-T equilibrium conditions of the core and the rim in individual crystals. Note the sharp P increase in the amphiboles of the IVa and IVb Zones); (b) P-T equilibrium conditions of the cores and the rims of garnet-orthopyroxene pairs in the granulites of the Duarte Complex. P-T means are obtained from the intersection of an adequate set of mineral geothermometers and geobarometers. Core-rim P-T vectors define a syn-Sp metamorphic evolution consistent in a prograde pressurization until the thermal peak. Rim-matrix P-T conditions record an episode of retrograde metamorphism. See text for explanation. The results are evaluated including in the figures the phase diagram for the NCMASH basaltic system and the metamorphic field gradients deduced for the Duarte Complex and the Río Verde Complex-Maimón Formation ensemble (see reactions meaning in Fig. 7).

Tabla 6. Resultados termobarométricos (P en kbar-T en °C) obtenidos en las metabasitas del Complejo Duarte.

Table 6. Obtained thermobarometric results (P in kbar-T in °C) for Duarte Complex metabasites.

Geotermómetro Grt-Hbl

Análisis	núcleo	borde
T _{GP}	504,9	431,2
T _P	515,7	460,6

Geotermómetro Pl-Hbl

Análisis	borde	borde	borde	núcleo	núcleo
P(kbar)	7	8	9,5	7	8
T _{BH}	745,6	730,1	706,7	732,2	716,8

Geobarómetro Grt-Hbl-Pl-Qtz

Análisis	núcleo	núcleo	borde	borde	
T(°C)	700	650	700	650	
P _{KS}	7,36	7,28	9,68	9,49	(Kd _{Mg})
P _{KS}	8,85	8,45	10,57	10,1	(Kd _{Fe})

Geobarómetro Grt-Opx

Análisis	núcleo	borde
T(°C)	680	680
P _{NG}	9,82	13,44
P _{BK}	10,27	16,93

Geobarómetro Grt-Opx-Pl

Análisis	núcleo	núcleo	borde	borde			
T(°C)	650	600	600	650	700	650	650
P _{PN}	7,13	6,92	7,97	8,26	8,55	10,38	11,71
P _{PC}	8,25	7,4	7,25	8,12	8,94	11,82	11,6
P _M	7,98	7,95	8,16	8,18	8,2	15,25	15,16
P _E	7,68	7,45	8,52	8,81	9,1	10,91	12,25

Análisis = tipo de análisis; núcleo: núcleos de minerales; borde: bordes de minerales. T_{GP} = Graham y Powell (1984); T_P = Perchuk et al. (1985); T_{BH} = Blundy y Holland (1990); P_{KS} = Kohn y Spear (1990); P_{NG} = Nickel y Green (1985); P_{BK} = Brey y Kohler (1990); P_{PN} = Perkins y Newton (1981); P_{PC} = Perkins y Chimpera (1985); P_M = Moecher et al. (1988); T_E = Eckert et al. (1991).

Complejo Duarte, desarrolladas en condiciones de la facies anfibolítica y de los esquistos verdes respectivamente, indican un importante enfriamiento durante la evolución retrógrada posterior.

Trayectorias P-T Metamórficas

La integración de los resultados termobarométricos, la evolución observada de asociaciones minerales y la secuencia de reacciones atravesadas durante la evolución metamórfica, permiten establecer la trayectoria P-T metamórfica para el Complejo Río Verde, la Formación Maimón y el Complejo Duarte. Para la Zona IVb del Comple-

jo Río Verde, la trayectoria P-T prograda incluye dos estadios (Fig. 12a): (1) un calentamiento inicial desde 450 a 575°C, con suave compresión en condiciones de baja-P (4±0.5 kbar); y (2) una presurización posterior hasta aproximadamente 8 kbar y temperaturas ligeramente superiores, coincidiendo el pico bórico aproximadamente con el térmico. En las rocas con clinopiroxeno blástico el calentamiento alcanzó temperaturas del orden de los 700°C. El primer estadio de calentamiento desde condiciones de la facies de los esquistos verdes a la anfibolítica, se identifica también en las Zonas III y IVa. La presencia en ellas de epidota y la ausencia generalizada de granate, establece presiones metamórficas de unos 3.5-4.5 kbar, que son consistentes con los resultados termobarométricos.

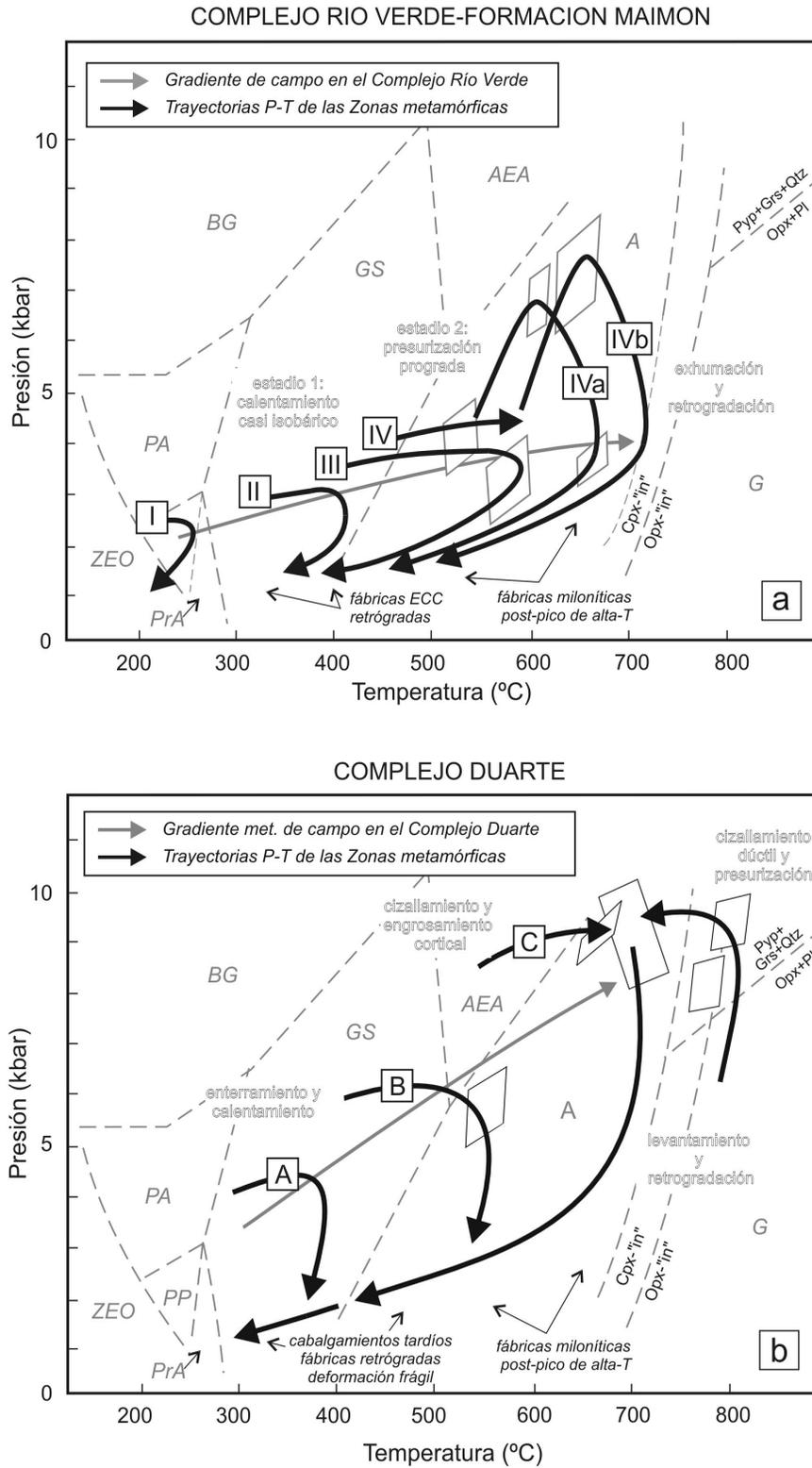


Figura 12. Trayectorias metamórficas P-T deducidas para (a) el Complejo Río Verde y (b) el Complejo Duarte.

Figure 12. Metamorphic P-T paths of (a) Río Verde Complex and (b) Duarte Complex.

La evolución post-pico térmico en las Zonas IVa y IVb está registrada en la superposición de fábricas miloníticas a condiciones de progresivamente menor temperatura (Fig. 12a). Las asociaciones minerales retrógradas asociadas a dichas fábricas indican una deformación a baja-P bajo condiciones de la facies de las anfibolitas y de los esquistos verdes de media y baja-T. Por lo tanto, la trayectoria P-T retrógrada general consiste en un enfriamiento acompañado por descompresión. En las Zonas II y III, el reemplazamiento de la asociación sin-pico térmico actinolita/hornblenda+epidota+oligoclasa por agregados de actinolita+clorita+albita en las fábricas miloníticas, evidencia también una retrogradación durante el cizallamiento desde la parte de alta-T a la de baja-T de la facies de los esquistos verdes.

En la Fig. 12b se incluyen las trayectorias P-T obtenidas para las tres zonas metamórficas identificadas en el Complejo Duarte. Con los datos disponibles, las trayectorias implican una evolución progradada general hasta las condiciones del pico metamórfico, probablemente relacionada con los procesos tectónicos que causaron un engrosamiento y calentamiento de la corteza oceánica, seguida por una evolución retrograda que está principalmente registrada en las superficies de los cabalgamientos tardíos. Durante la evolución progradada, las intrusiones de tonalitas sincinemáticas pudieron haber constituido una fuente de calor adicional para el metamorfismo, como sugiere la distribución regional de la Zona B a modo de aureola térmica. La evolución retrograda está particularmente bien preservada en las metabasitas de la Zona C, donde la asociación sin-pico térmico compuesta por hornblenda+granate+plagioclasa± clinopiroxeno+cuarzo, está reemplazada en las fábricas miloníticas por asociaciones propias de la facies de las anfibolitas y de los esquistos verdes de mayor-T. La retrogradación posterior está registrada en el desarrollo de asociaciones de la facies de los esquistos verdes de menor-T y las texturas cataclásticas en las superficies de los cabalgamientos tardíos.

Las granulitas con Opx+Grt resultan del cizallamiento local sub-solidus a alta-T de la intrusión gabro-norítica de La Jautía. La evolución metamórfica contemporánea implica una corta etapa de presurización progradada de

1.5-2.0 kbar hasta las condiciones del pico metamórfico, registrada con la formación de granate en las zonas de cizalla y las estimaciones termobarométricas para las condiciones de equilibrio de los núcleos y los bordes de los minerales. La evolución retrógrada posterior se inicia con un enfriamiento a condiciones aparentemente similares de presión, que produce las asociaciones con hornblenda+plagioclasa± granate. La evolución posterior está también registrada en las fábricas miloníticas desarrolladas en condiciones de la facies anfibolítica inferior y de los esquistos verdes, que establecen un importante enfriamiento durante los siguientes estadios de la trayectoria P-T retrógrada.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Procedencia de las unidades de basamento del Cinturón Intermedio

La interpretación de los datos petrológicos y geoquímicos existentes para las distintas unidades del CI de la Cordillera Central Dominicana (ver una síntesis en Lewis et al., 2002), permite establecer que las Formaciones de Maimón y Los Ranchos constituyen el magmatismo bimodal asociado al desarrollo del Primitivo Arco Isla Caribeño y los metabasaltos del Complejo Río Verde registran la actividad magmática en una cuenca de intra o tras-arco relacionada. Sin embargo, las características composicionales de los metabasaltos del Complejo Duarte son radicalmente distintas, ya que definen una signatura geoquímica típica de una pluma mantélica. Estas diferencias son bien visibles al comparar los valores de los índices utilizados para monitorizar los componentes geoquímicos de arco y de pluma mantélica (Rudnick, 1995; Condie, 1999). Las rocas de las Formaciones de Maimón y Los Ranchos presentan relaciones $La/Nb > 1.4$ (5.4-6.3) y $Nb/Y < 0.1$ (≈ 0.01), para contenidos en $Ni < 300$ ppm, típicas de las lavas de arco. Ambas unidades fueron formadas en el PAIC, como atestigua también la existencia en ellas de toleítas con afinidades boniniticas (Lewis et al., 2000; Lewis et al., 2002). Los metabasaltos y anfibolitas del Complejo Río Verde presentan relaciones $La/Nb > 1.4$ (2.0-2.4), $Nb/Y < 0.1$ (≈ 0.01), $Nb < 3$ ppm y $Ni < 50$ ppm, típicos de basaltos N-MORB con una impronta geoquímica subductiva. Estas rocas fueron probablemente generadas en un centro de

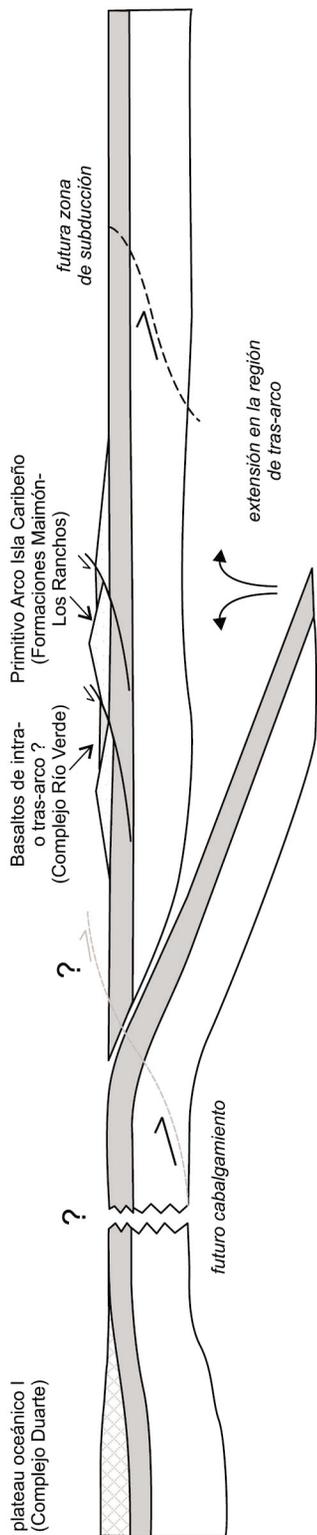
Figura 13. Modelo tentativo sobre la evolución estructural y metamórfica de las distintas unidades del basamento pre-Aptiense/Albiano de la Cordillera Central Dominicana: (a) en el Neocomiense Superior (Hauteriviense-Barremiense); (b) en el Aptiense-Albiano; y (c) en el inicio de la evolución post-Albiano. Ver texto para su explicación.

Figure 13. A series of crustal sections showing the tentative structural and metamorphic evolution of the diverse pre-Aptian/Albian basement units in the Cordillera Central, Dominican Republic: (a) in the Upper Neocomian; (b) in the Aptian/Albian; and (c) in the beginning of the post-Albian evolution. See text for explanation.

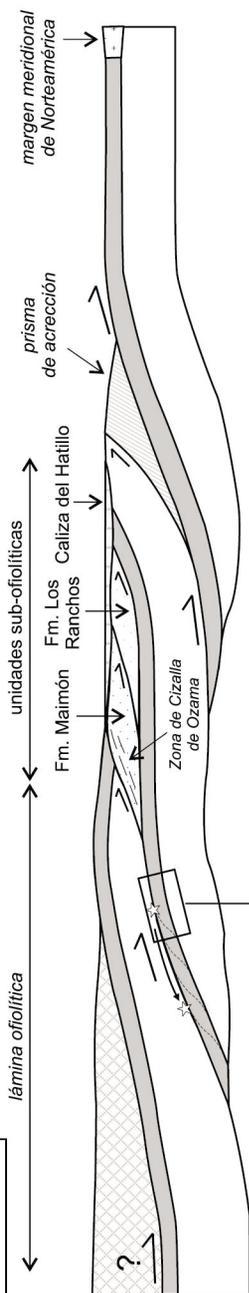
NE

SO

a. Neocomiense Superior (Hauteriviense-Barremiense)

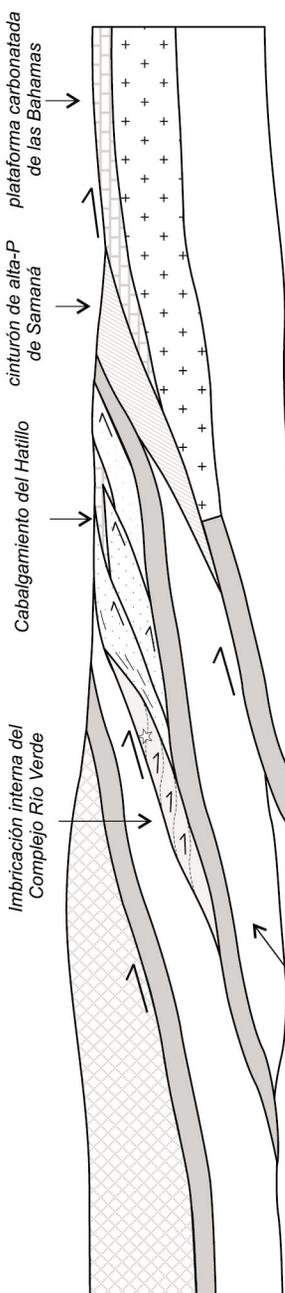


b. Cretácico Medio (Aptiense-Albiense)



Estadio 1: iniciación de la subducción del centro de apertura y formación de las rocas metamórficas sub-ofiolíticas en la base de la Peridotita de Loma Caribe

c. Post-Albiense



Obducción-collisión de la lámina ofiolita y el Primitivo Arco Isla Caribeño sobre el margen meridional de la placa Norteamericana

Estadio 2: subducción de las unidades del Primitivo Arco Isla y superposición de las asociaciones de mayor P

apertura oceánica situado en el área de tras-arco de una zona de subducción. Los metabasaltos del Complejo Duarte tienen relaciones $La/Nb < 1.4$ (0.64-0.89), $Nb/Y > 0.1$ (0.5-1.0) y altos contenidos en Ni (120-1397 ppm), característicos de los basaltos de *plateau* oceánico (*plateau* I). Como consecuencia, las unidades del basamento basáltico pre-Aptiense/Albiense pueden ser agrupadas en varias unidades estructurales o terrenos (Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991): (a) un terreno de Duarte relacionado con una pluma mantélica; (b) un terreno de Maimón-Amina relacionado con el PAIC, incluyendo unidades N-MORB de intra o tras-arco con una componente geoquímica subductiva (Complejo Río Verde); y (c) un terreno peridotítico de Loma Caribe de procedencia mantélica. Estos terrenos fueron inicialmente formados en diferentes dominios geodinámicos oceánicos y posteriormente acrecionados durante la colisión del *plateau* oceánico de Duarte con el PAIC en el Aptiense-Albiense (Draper et al., 1996).

Evolución metamórfica del Primitivo Arco Isla Caribeño

Como ha sido anteriormente descrito, existen diferencias en los gradientes metamórficos de campo y las trayectorias P-T deducidas para el Complejo Duarte y el conjunto formado por el Complejo Río Verde. Las trayectorias P-T deducidas para las distintas zonas metamórficas del Complejo Río Verde implican dos estadios en la evolución progradada: un primer estadio de calentamiento a baja-P, relacionado con la obducción del conjunto ofiolítico suprayacente compuesto por el Complejo Duarte y la Peridotita de Loma Caribe; y un segundo estadio de presurización hasta condiciones de media-P siguiendo un gradiente de alta-P.

El metamorfismo del primer estadio evolutivo presenta las características típicas del metamorfismo desarrollado a la base de una lámina alóctona ofiolítica, o suela metamórfica (Spray, 1984, in Spear, 1993). Según esta interpretación, la formación de un gradiente metamórfico invertido en el Complejo Río Verde está genéticamente relacionado con el emplazamiento suprayacente de una lámina de peridotitas calientes y la transferencia conductiva del calor residual hacia abajo. Draper et al. (1996), proponen que esta unidad ofiolítica cabalgante estuvo constituida por la Peridotita de Loma Caribe y el Complejo Duarte. Las trayectorias metamórficas deducidas para las Zonas II, III, IVa y IVb del Complejo Río Verde, muestran conjuntamente el rápido calentamiento en condiciones casi isobáricas que cabe esperar en el bloque de muro de una lámina ofiolítica.

La superposición de un segundo estadio metamórfico progrado de mayor P en algunas de las rocas de la posible suela metamórfica, principalmente en las Zonas IVa y IVb del Complejo Río Verde, indica que la obducción de la ofiolita inicia la subducción de las unidades relacionadas con el PAIC. La menor presión metamórfica estimada para los niveles estructurales bajos respecto a los altos del Complejo Río Verde, sugiere también que la actual secuencia estructural resulta del apilamiento de pequeñas láminas en la zona de subducción, recrystalizadas previamente a diferente profundidad (ver después). El incremento de 5 a 7.5 kbar, correspondiente a unos 8 km de profundidad, puede haber sido el resultado de la removilización de una lámina en el bloque de muro y su incorporación a la cuña orogénica en niveles profundos por procesos de *underplating*. En este segundo estadio se alcanza en cada zona metamórfica el pico bórico, que viene a coincidir con el pico térmico del metamorfismo. La trayectoria post-pico térmico de las Zonas IVa y IVb consiste inicialmente en un enfriamiento casi isobárico y sugiere que la exhumación del complejo pudo estar controlada por procesos tectónicos extensionales en los niveles más altos de la cuña orogénica. El estudio estructural y metamórfico más detallado de las fábricas miloníticas post-pico térmico permitirá, sin duda, obtener un conocimiento sobre la importancia de estos procesos.

Evolución metamórfica del sector meridional del Complejo Duarte

En contraste con el gradiente metamórfico de campo de baja-P que muestra el Complejo Río Verde, las zonas metamórficas del Complejo Duarte definen un gradiente de media-P de unos 25-30° C/km. En el sector meridional estudiado del complejo, las rocas han desarrollado durante la deformación heterogénea fábricas dúctiles no-coaxiales y miloníticas. Sin embargo, estas fábricas no son tan penetrativas como en el Complejo Río Verde y existen zonas más al N con un menor aplastamiento coaxial e incluso zonas sin esquistosidad, como el sector de Jarabacoa (Draper y Lewis, 1991). El desarrollo de una foliación débil en rocas metamorfizadas en condiciones de la facies de los esquistos verdes y subesquistos verdes, indica que el metamorfismo inicial para estas rocas fue probablemente en un medio sometido a un de bajo esfuerzo diferencial.

Estas observaciones sugieren conjuntamente que el metamorfismo progrado del Complejo Duarte resulta del engrosamiento tectónico moderado de una corteza oceánica anormalmente potente. Debido al gran espesor ori-

ginal del *plateau* oceánico, los metabasaltos experimentaron previamente a la deformación un metamorfismo por enterramiento a una importante profundidad. En este sentido, la potencia estimada para varios de los *plateau* mesozoicos pacíficos oscila entre 30 y 42 km, presentando una estructura sísmica a grandes rasgos similar con la de una corteza oceánica normal, pero engrosada por un factor de 4 o 5 (Kerr et al., 1997). Además, el espesor del Complejo Duarte debió también aumentar como consecuencia del cizallamiento dúctil dirigido al NE, la intrusión de un gran volumen de magmas gabro-noríticos y tonalíticos, y los procesos de imbricación tectónica más tardíos. Por lo tanto, los aproximadamente 30 km de profundidad obtenidos al invertir las presiones metamórficas estimadas para la Zona C del complejo resultan posibles. Sin embargo, se requieren más datos cuantitativos del metamorfismo para establecer con detalle la evolución metamórfica del Complejo Duarte y sus relaciones con la deformación.

La Zona B del complejo está definida principalmente por las metabasitas metamorfizadas en condiciones de la facies de las anfibolitas, que rodean a las intrusiones de tonalitas foliadas, sugiriendo su formación como una consecuencia del transporte adventivo de calor desde los magmas. La foliación en la aureola térmica y en el borde de los plutones son subparalelas, implicando una intrusión para los magmas temporalmente de sin- a tardicine-mática respecto a la etapa deformativa principal en el Complejo Duarte. La edad de 89 Ma obtenida para las intrusiones de tonalitas foliadas (U-Pb en zircones; Hernaiz Huerta et al., 2000a y b), establece una edad Cretácico Superior para esta deformación principal en el complejo y que consiste en un cizallamiento dúctil sinmetamórfico a gran escala. La deformación continúa a baja-T posteriormente, como indica la edad de enfriamiento del complejo de $84,6 \pm 0,5$ Ma obtenida por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en moscovitas sincinemáticas (Hernaiz Huerta et al., 2000b).

Modelo evolutivo del primitivo arco isla caribeño

En la Fig. 13 se presenta un modelo tectonometamórfico tentativo para la evolución del PAIC, basado en los resultados de los estudios geoquímicos, microestructurales y metamórficos realizados en el presente trabajo. El modelo es similar al de Draper et al. (1996) con algunas modificaciones a la luz de los nuevos datos obtenidos

El Complejo Duarte y el conjunto constituido por el Complejo Río Verde-Formación Maimón-Los Ranchos constituyen dos terrenos distintos, generados por proce-

dos geodinámicos diferentes en lugares separados probablemente varios cientos de kilómetros. El Complejo Duarte es parte de un *plateau* oceánico formado en el Jurásico Superior (*plateau* I), cuyo metamorfismo progresa se inicia como consecuencia de su enterramiento bajo una potente acumulación de basaltos. Este *plateau* es distinto en edad y composición del que constituye la Provincia Ignea Caribeño-Colombiana (Kerr et al., 1997; *plateau* II), de edad Cretácico Superior y que actualmente ocupa el sector central del Mar Caribe y buena parte de la Península Meridional de la Isla de La Española.

En el Cretácico Inferior se inicia la subducción de corteza oceánica bajo el PAIC, que paleogeográficamente se desarrolló en el sector ocupado actualmente por las Antillas Mayores. Los datos geoquímicos sugieren que la Formación Maimón representa el magmatismo en el sector de antearco, la Formación Los Ranchos el sector axial del arco y el Complejo Río Verde los magmas emitidos en una zona de apertura oceánica situada en el sector de intra o tras-arco (Fig. 13a). Según Pindell y Barrett (1990) y Pindell (1994), este arco debió ocupar el espacio creado al separarse las placas Norte y Suramericanas. En el Neocomiense Superior (Hauteriviense-Barremiense), el primitivo arco debió de madurar hasta el punto de emerger, como atestiguan los restos de plantas fósiles terrestres incluidos en las rocas de la Formación Los Ranchos.

Durante el Aptiense la colisión del *plateau* I con el PAIC y la obducción del mismo junto con un fragmento de litosfera oceánica, producen el cese del magmatismo, el desarrollo de una deformación dúctil sinmetamórfica en los materiales del arco y la inversión en la polaridad de la subducción, que pasa a ser ahora hacia el SO (Mattson, 1979; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994; Draper et al., 1996). Existen diversas interpretaciones geodinámicas sobre la causa de dicho cambio en el sentido de la subducción. Mattson (1979) y Cobiella-Reguera (com. pers. 2000) sugieren que la inversión en la polaridad fue iniciada por la introducción de corteza continental en el segmento cubano del PAIC. Pindell (1994) aboga a la apertura del Atlántico Sur en el Albiense como una consecuencia del cambio en el sentido de la subducción. Draper et al. (1996) sugieren que, debido a su menor densidad y gran espesor, la introducción del Complejo Duarte (*plateau* I) en el segmento del PAIC de La Española pudo ocasionar el bloqueo de la zona de subducción y su traslación al sector NE del arco, pero con una polaridad contraria. Sin embargo, algunos modelos recientes (Meschede y Frisch, 1998; Kerr et al., 1999) aparentemente no consideran la necesidad de subducción durante

el Cretácico Superior y, por tanto, dejan de explicar la existencia de rocas metamórficas de alta-P/baja-T en el sector septentrional de La Española (Nagle, 1974; Draper y Lewis, 1991).

Los datos obtenidos en el basamento pre-Aptiense del CI permiten plantear algunas restricciones en los modelos geodinámicos propuestos. La naturaleza esencialmente máfica, las relaciones microtexturales, la química mineral y la composición geoquímica de roca total, establecen un protolito basáltico generado en un centro de apertura localizado en una cuenca de intra o tras-arco para las anfibolitas y metabasaltos del Complejo Río Verde. El predominio de rocas básicas a techo de la suela metamórfica es consistente con que la lámina ofiolítica cabalgó en un primer momento a la corteza oceánica de la cuenca de tras-arco, mejor que sobre los tipos de rocas composicionalmente más variados que caracterizan los márgenes continentales activos. Resulta por lo tanto probable que el cabalgamiento se desarrollase en un dominio oceánico situado en, o muy próximo a, una zona de dorsal intraoceánica, como indican las altas temperaturas de la base de la ofiolita (Fig. 13b). Las fábricas dúctiles no-coaxiales y las trayectorias P-T metamórficas de calentamiento casi isobárico a baja-P, obtenidas para el Complejo Río Verde durante el primer episodio metamórfico, registrarían el emplazamiento tectónico de la ofiolita sobre una cuenca de tras-arco. Según esta interpretación, los metabasaltos del Complejo Duarte y el manto litosférico infrayacente (Peridotita de Loma Caribe), transportarían el suficiente calor para calentar el bloque de muro y producir los gradientes inversos en la deformación.

La superposición de un segundo episodio metamórfico de presiones intermedias en el Complejo Río Verde marca el inicio de la subducción de las unidades del PAIC bajo la ofiolita. La elevada pendiente en la evolución P-T que siguen las rocas durante este segundo estadio es consecuencia del propio proceso de subducción. Las rocas todavía calientes desde el primer estadio metamórfico, son presurizadas durante la subducción hasta alcanzar el pico bórico, que viene a coincidir con el pico térmico. La evolución post-pico térmico consiste en una descompresión aproximadamente isoterma seguida por un enfriamiento a baja-P, que sugiere un rápido proceso de ascenso del Complejo Río Verde a la superficie. Este flujo de retorno de las rocas debió estar relacionado con el infracabalgamiento de otras unidades del PAIC y el consiguiente reequilibrio de la cuña orogénica, probablemente mediante procesos tectónicos extensionales. Sin embargo, el mecanismo de este retorno no es claro y está complicado por la posterior colisión del conjunto con el margen meridional de la placa Norteamericana.

La subsidencia del PAIC fue aproximadamente sincrónica con el inicio de la subducción desde el NE del fondo oceánico atlántico, como indica la sedimentación discordante de la Caliza del Hatillo durante el Albiense Inferior-Medio. Poco después, los magmas generados en la nueva zona de subducción producen un volcanismo que se deposita discordante sobre un basamento formado por los materiales del primitivo arco deformados y metamórfizados, y el Complejo Duarte obducido. Este volcanismo es de un quimismo distinto (Lebron y Perfit, 1994) y produce la acumulación de la potente Formación Tiroe y la Formación Peralvillo a lo largo del Cretácico Superior-Eoceno. De forma asociada se emplazan en los niveles corticales más profundos los plutones de tonalitas y dioritas foliadas e isótropas. La subducción desde el NE y el magmatismo cesan finalmente en el Eoceno Medio (Mann et al., 1991).

La estructura actual de la Isla de La Española es el resultado de una tectónica transpresiva de desgarres sinistros, desarrollada principalmente en el Oligoceno y que reactiva buena parte de las estructuras Cretácicas (Draper et al., 1996). La deformación transcurrente continúa durante el Mioceno hasta la actualidad, siendo la responsable del levantamiento de la Cordillera Central Dominicana y de la sismicidad presente en la isla. Finalmente, en el Plioceno-Pleistoceno se desarrolla en la isla un magmatismo alcalino y calco-alcalino.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Peter Skelton y Reinaldo Rojas el haber proporcionado datos cronoestratigráficos inéditos sobre la Formación Calizas del Hatillo. G. Draper y J.F. Lewis desean dar gracias al Departamento de Exploración de la Compañía Falconbridge Dominicana S.A. por su asistencia en el trabajo en el campo. G. Draper agradece también las ayudas concedidas para las campañas de campo por el *Latin American-Caribbean Center* de la Universidad Internacional de Florida. Los autores agradecen también la revisión constructiva del manuscrito realizada por Marina Navidad y Ricardo Arenas, del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. Este trabajo ha sido financiado por el Programa SYSMIN de la Unión Europea.

REFERENCIAS

- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, 80, 549-559.

- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Can. Mineral.*, 29, 833-855.
- Berman, R.G., Aranovich, L.Y., 1996. Optimized standard state and mixing properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 1-24.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petro.*, 104, 208-224.
- Bowin, C., 1966. Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In H. Hess (ed.). *Caribbean geological investigations*, Geol. Soc. Amer., 98, 11-84.
- Bowin, C., 1975. The geology of Hispaniola, En: In A. Naim. F. Stehli (eds.). *The ocean basins and margins: The Gulf of Mexico and the Caribbean*, 3. New York, Plenum Press. 501-552.
- Boisseau, M., 1987. Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antillas). Un édifice de nappes Crétacé polyphase. These de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 200 pp.
- Brey, G.T., Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers: *J. Petrol.*, 31 (6), 1353-1378.
- Brey, G.P., Nickel, K.G., Kogarko, L., 1986. Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') lherzolite barometry and an eclogite-barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 448-455.
- Burke, K., Fox, P.J., Sengor, M.C., 1978. Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *J. Geophys. Research*, 83, 3949-3954.
- CGG (Compagnie Generale de Geophysique), 1997. Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN (7-ACP-DO-074). Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Condie, K.C. 1999. Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust. *Lithos*, 46, 95-115.
- Donnelly, T.W. 1994. The Caribbean sea floor. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.) *Caribbean geology: an introduction*. U.W.I. Publ. Association, Kingston, 41-64.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In G. Dengo, J.E. Case (eds). *The Caribbean region. The geology of North America*, H. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 339-374.
- Draper, G., Lewis, J., 1991. Metamorphic belts in Central Española. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. Geol. Soc. Ame. Spec. Paper, 262, 29-46.
- Draper, G., Mann, P., Lewis, J.F., 1994. Hispaniola. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Draper, G., Gutiérrez, G., Lewis, J.F., 1996. Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24, 1143-1146.
- Duncan, R.A., Hargraves, R.B., 1984. Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame In W. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam (eds.). *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geol. Soc. Amer. Mem., 162, 81-93.
- Eckert, J.O. Jr., Newton, R.C., Kleppa, O.J., 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *Am. Mineral.*, 76, 148-160.
- Evans, B.W., 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, 3-23.
- Frey, M., De Capitani, C., Liou, J.G., 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. metamorph. Geol.*, 9, 497-509.
- Graham, C.M., Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. metamorph. Geol.*, 2, 13-31.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Harley, S.L., 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 359-373.
- Hernaiz Huerta, P.P., 2000. Mapa Geológico a escala 1:50.000 de la Hoja de Arroyo Caña (6172-III). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hernaiz Huerta, P.P., Draper, G. 2000. Mapa Geológico a escala 1:50.000 de la Hoja de Villa Altagracia (6172-II). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hernaiz Huerta, P.P., Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Gutiérrez, G., Mortensen, J., Hames, W., Solé J., Martínez, A., Draper, G., 2000a. Memoria explicativa del Mapa Geológico a escala 1:50.000 de Villa Altagracia (6172-II). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hernaiz Huerta, P.P., Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Gutiérrez, G., Mortensen, J., Hames, W., Solé J., Martínez, A., Draper, G., 2000b. Memoria explicativa del Mapa Geológico a es-

- cala 1:50.000 de Arroyo Caña (6172-III). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hill, R.I., 1993. Mantle plumes y continental tectonics. *Lithos*, 30, 193-206.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Min.*, 72, 231-239.
- Horan, S.L., 1995. The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Amina schists, Cordillera Central. Dominican Republic, Unpublished M.S. thesis, University of Florida, Gainesville, 172 pp.
- Japan International Cooperation Agency (JICA) y Metal Mining Agency of Japan (MMAJ), 1984. Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokio, 22 pp.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Klaver, G.T., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F. 1996. The geochemistry and petrogenesis of the late Cretaceous picrites and basalts of Curaçao, Netherlands Antilles: A remnant of an oceanic plateau. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124, 29-43.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A. Saunders, A.D. 1997. The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In: Mahoney, J.J, Coffin, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces*. *Am. Geophys. Union Mon.*, 1-26.
- 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. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 111: 1581-1599.
- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C., Santos, L., Rodríguez, A., Fondeur, L., 1991a. Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 262, 173-186.
- Kesler, S.E., Sutter, J.F., Barton, J.M., Speck, R.C., 1991b. Age of Intrusive Rocks in Northern Española. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 262, 165-172.
- Klaver, G.T. 1987. The Curaçao Lava Formation: an ophiolitic analogue of the anomalous thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateaus in the western Pacific and central Caribbean. PhD thesis, University of Amsterdam. *GUA Papers of Geology*, 27, 168.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+hornblende+plagioclase+quartz. *Am. Mineral.*, 74, 77-84.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Am. Mineral.*, 75, 89-96.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 68, 277-279.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Lepinay, B.M., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernández, J., Loubet, M., 1997. Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *J. Geol.*, 105, 111-120.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Lepinay, B.M., Bosch, D., Monié, P., Tardy, M., Maury, R.C., 1999. Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: *J. Geol.*, 107, 193-207.
- Lebrón, M.C., Perfit, M. R., 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.
- Lee, H.Y., Ganguly, J., 1988. Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, and applications. *J. Petrol.*, 29, 93-113.
- Lewis, J.F., 1982a. Granitoid Rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic*. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- Lewis, J.F., 1982b. Ultrabasic and associated rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic*. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- Lewis, J.F., Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). *The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region*. *Geol. Soc. AMER.*, Colorado: 77-140.
- Lewis, J.F., Jiménez, J.G., 1991. Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 262, 115-142.
- Lewis, J.F., Amarante, A., Bloise, G., Jiménez, J.G., Domínguez, H.D., 1991. Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 262 pp.
- Lewis, J.F., Draper, G., 1995. Amphibolites and associated rocks of the Rio Verde Complex in the Median Belt, central Española: 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 pp.

- Lewis, J.F., Perfit, M., Horan, S., Díaz de Villavilla, A., 1995. Geochemistry and petroctectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas arc. Abstracts with Programs, Ann. Meet. Geol. Soc. Amer., New Orleans, A227.
- Lewis, J.F., Hames, W.E., Draper, G., 1999. Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean *Plateau* picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: A Discussion. *J. Geol.*, 107, 505-508.
- Lewis, J.F., Astacio, V.A., Espaillat, J., Jiménez, J. 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuited deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (eds.) VMS deposits of Latin America. *Geol. Soc. Can. Spec. Publ.*, 223-249.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G., Draper, G., Pérez Estaún, A., (2002) Subdivisión geológica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geologica Hispanica*, 37, 81-122.
- Lister, G.S., Dornsiepen, U.F., 1982. Fabric transitions in the Saxony Granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4, 81-92.
- Lister, G.S., Snoko, A.W., 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- Mäder, U.K., Percival, J.A., Berman, R.G., 1994. Thermobarometry of garnet-clinopyroxene-hornblende granulites from the Kapuskasing structural zone. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 1134-1145.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 262, 1-28.
- Mattson, P.H., 1979. Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *J. Geol.*, 87, 293-304.
- Mercier de Lepinay, B., 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 pp.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 262, 34-58.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F., Schellekens, J., 1994. Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, 13, 725-732.
- Moecher, D.P., Essene, E.J., Anovitz, L.M., 1988. Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 92-106.
- Nagle, F., 1974. Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 1461-1466.
- Nickel, K.G., Green, D.H., 1985. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet. Sci. Letters*, 73(1), 158-170.
- Perchuk, L.L., Aranovich, L.Y., Podleskii, K.K., Lavrenteva, I.V., Gerasimov, V.Y. U., Fedk'in, V.V., Kitsul, V.I., Karsakiy, L.P., Berdnikov, N.V., 1985. Precambrian granulites of the Aldan Shield, eastern Siberia, USSR. *J. metamorph. Geol.*, 3, 265-310.
- Perkins, D., Newton, R.C., 1981. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz. *Nature*, 292 (5819), 144-146.
- Perkins, D., Chipera, S.J., 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz geobarometry: refinements and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 69-80.
- Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: an introduction*, University of the West Indies Publishers Association. University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13-39.
- Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). *The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology*, *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, Colorado, 404-432.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., La Bregue, J., Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution, *Tectonophysics*, 155, 121-138.
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- Powell, R., Holland T.J.B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program. *J. metamorphic. Geol.*, 6, 173-204.
- Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. *Nature*, 378, 571-578.
- Sen, S.K., Bhattacharya, A., 1989. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 64-71.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 155, 221-235.
- Smiley, J., 1982. Cretaceous plants from the Dominican Republic. *Compañía Rosario Dominicano S.A., República Dominicana. Informe interno inédito*.
- Soto, J. I., 1993. PTMAFIC: software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic assemblages. *Am. Mineral.*, 78(7/8), 840-844.

Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Min. Soc. of America. Monograph. Washington, D.C., 799 pp.

White, J.C., Mawer, C.K., 1988. Dynamic recrystallization and associated exsolution in perthites: evidence of deep crustal thrusting. J. Geophys. Research., 93, 325-337.