

II JORNADA CIENTIFICA DE GEOLOGIA Y MINERIA EN LA CONSTRUCCION

MOA 1989

INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALURGICO

TEMATICAS

- Ingeniería Geológica
- Hidrogeología
- Geotécnia
- Canteras
- Obras Subterráneas
- Computación
- Mecánica de Suelos y Cimentaciones

VII CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA Y EL XXXV CONGRESO BRASILEIRO DE GEOLOGIA

Del 6 al 13 de noviembre de 1988

Belén do Pará, Brasil.  
Avenida Almirante Barroso,  
1839 - Marco - Belén - Pará,  
66240, Brasil

V CONGRESO GEOLOGICO CHILENO

Paralelo:

- METALOGÉNESIS MESOZOICA ANDINA (PICG 242-249)
- MARCO TECTÓNICO DEL CRETÁCICO (PICG 242)
- MAGMATISMO ANDINO (PICG 249)

Del 8 al 12 de agosto de 1988

Francisco Heroé , Sec. Ejecutivo,  
Universidad de Chile,  
Casilla 13518 - Correo 21,  
Santiago de Chile

CDU: 551.24: 551.7

DESARROLLO ESTRUCTURAL DEL ARCO INSULAR VOLCANICO-CRETACICO EN LA REGION DE HOLGUIN

Ing. Miklós Kosák, Universidad de Ciencias de Kossuth L. ; Lic. József Andó, Universidad de Ciencias de Eötvös L. ; Lic. Péter Jakus, Instituto Estatal de Geología de Hungría; Ing. Yamina Ríos Martínez, Instituto Superior Minero Metalúrgico

RESUMEN

En el trabajo se exponen los rasgos principales que caracterizan la estructura geológica y tectónica de la parte noroccidental de la provincia Holguín, sobre todo del desarrollo del arco insular Volcánico-Cretácico.

Se ofrece un esquema de las unidades lito-tectonoestratigráficas de la zona Auras, y se concluye con la presentación de un nuevo modelo tectónico esquemático de la zona, desde el Cretácico inferior hasta el Eoceno medio, basándose en la teoría de la tectónica de las placas.

ABSTRACT

In this paper are exposed the main features that characterized the geologic and tectonic structure of the northwest part of the Holguín province, especially the development of the volcanic-cretaceous insular arc. Has been presented a drawing of the lito-tectonoestratigraphic units of the Aura zones and finish with a presentation of a new schematic-tectonic model of the zone, since the inferior cretaceous fill the middle Eoceno, based on the tectonic theory of the plates.

A partir del año 1984, la expedición cubano-húngara realizó el levantamiento geológico a escala 1: 50 000 con búsqueda acompañante en la región de Holguín. La confección del informe actualmente está en proceso, y nuestro trabajo recoge los principales resultados y evaluaciones de este levantamiento. Para el mismo sirvieron como base los informes siguientes: CIG-MINBAS (1985-86), MINBAS-IGP-ACC (1985), Nagy, E., et al (1976), Nagy, E. (1972), IGPACC (1978), Iturralde - Vinent, A., (1984).

#### Límites y características de la región

La zona estudiada se encuentra en la parte noroccidental de la provincia Holguín, desde la ciudad de Banes hasta Buenaventura. En esta región se encuentran formaciones de dos zonas estructuro-faciales (Fig. 1). En la parte septentrional de esta zona (entre Velasco y Gibara) se encuentra un fragmento de la Plataforma de Bahamas (zona estructuro facial Remedios), que forma parte del continente norteamericano.

Al sur de ésta se encuentra la zona estructuro-facial Auras (o Zaza), que está constituida por un melange integrado por las formaciones del arco insular volcánico junto con las secuencias de la asociación ofiolítica. Este melange se encuentra en posición alóctona sobre el borde meridional del continente norteamericano. Este sobrecorrimiento cubrió la subzona Camajuaní-Placetas (es decir el talud continental) que aflora en la superficie en la parte

central de la isla, y el borde meridional de la zona Remedios.

#### Asociación ofiolítica

Los restos de la corteza oceánica forman parte predominante de las masas del melange alóctono mezclado con las formaciones del arco insular volcánico. Según nuestras observaciones, sobre la base de las variedades de rocas que se encuentran en el melange se puede reconstruir la asociación completa [1].

En el mapa esquemático (Fig. 1) hemos presentado las variedades más importantes, y que se diferencian en el campo. Los basaltos toleíticos oceánicos relacionados con el complejo de las silicitas, radiolaritas y calizas silicificadas micríticas (Fm. Santa Lucía) se confunden con las formaciones parecidas del arco insular volcánico, por la mala aflorabilidad, semejanza macroscópica e intemperización. La presentación detallada de la asociación ofiolítica se hace en otro trabajo [2].

#### Formaciones del arco insular volcánico

El arco insular volcánico (según nuestros datos radiométricos de K/Ar y datos micropaleontológicos) se desarrolló a partir del piso Aptiano hasta la parte baja del piso Campaniano del Cretácico, es decir durante 30 millones de años aproximadamente, formando un complejo estratovolcánico, de composición heterogénea y de estructura complicada, con discordancias internas. Su espesor completo en las cercanías de

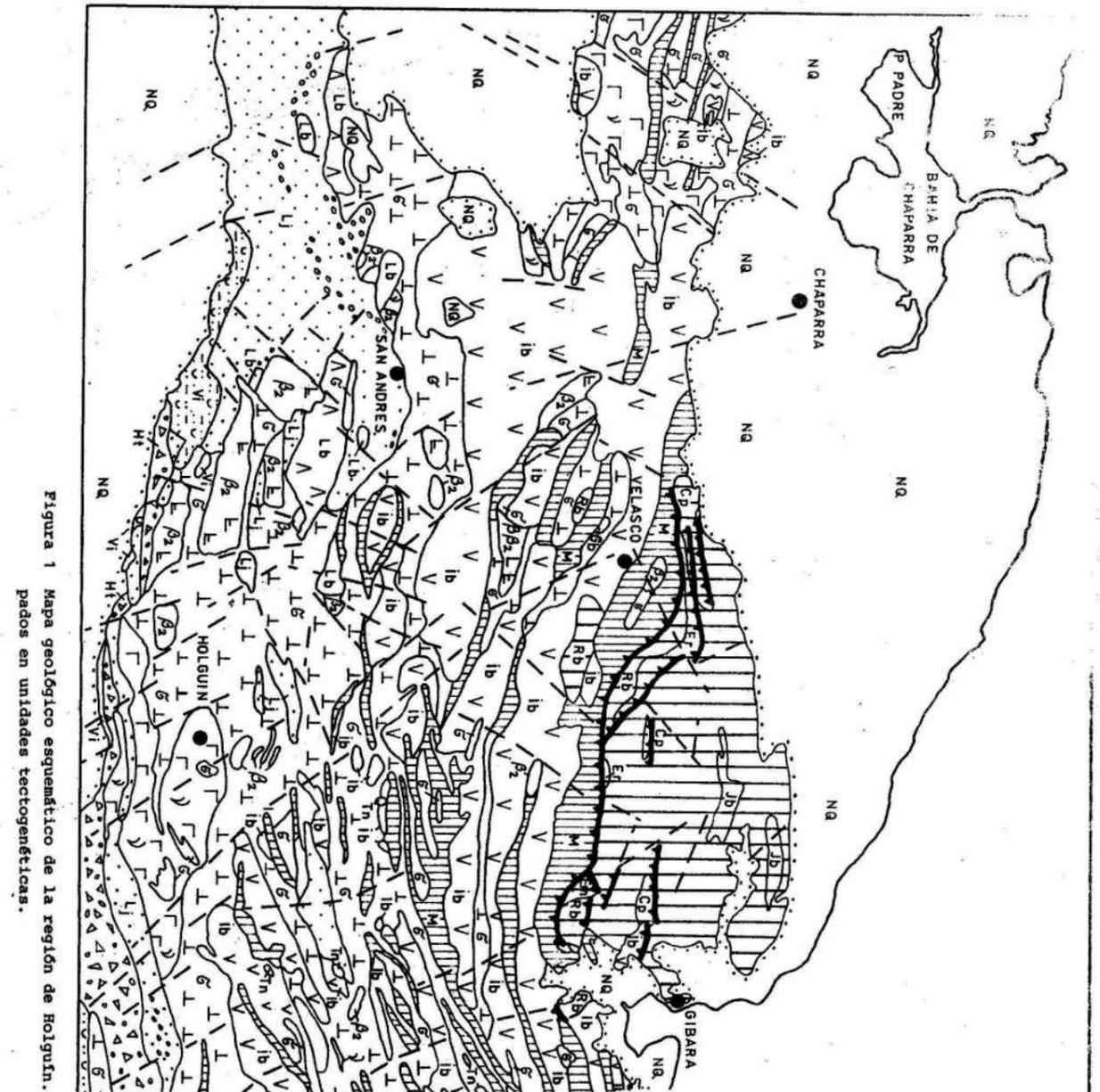
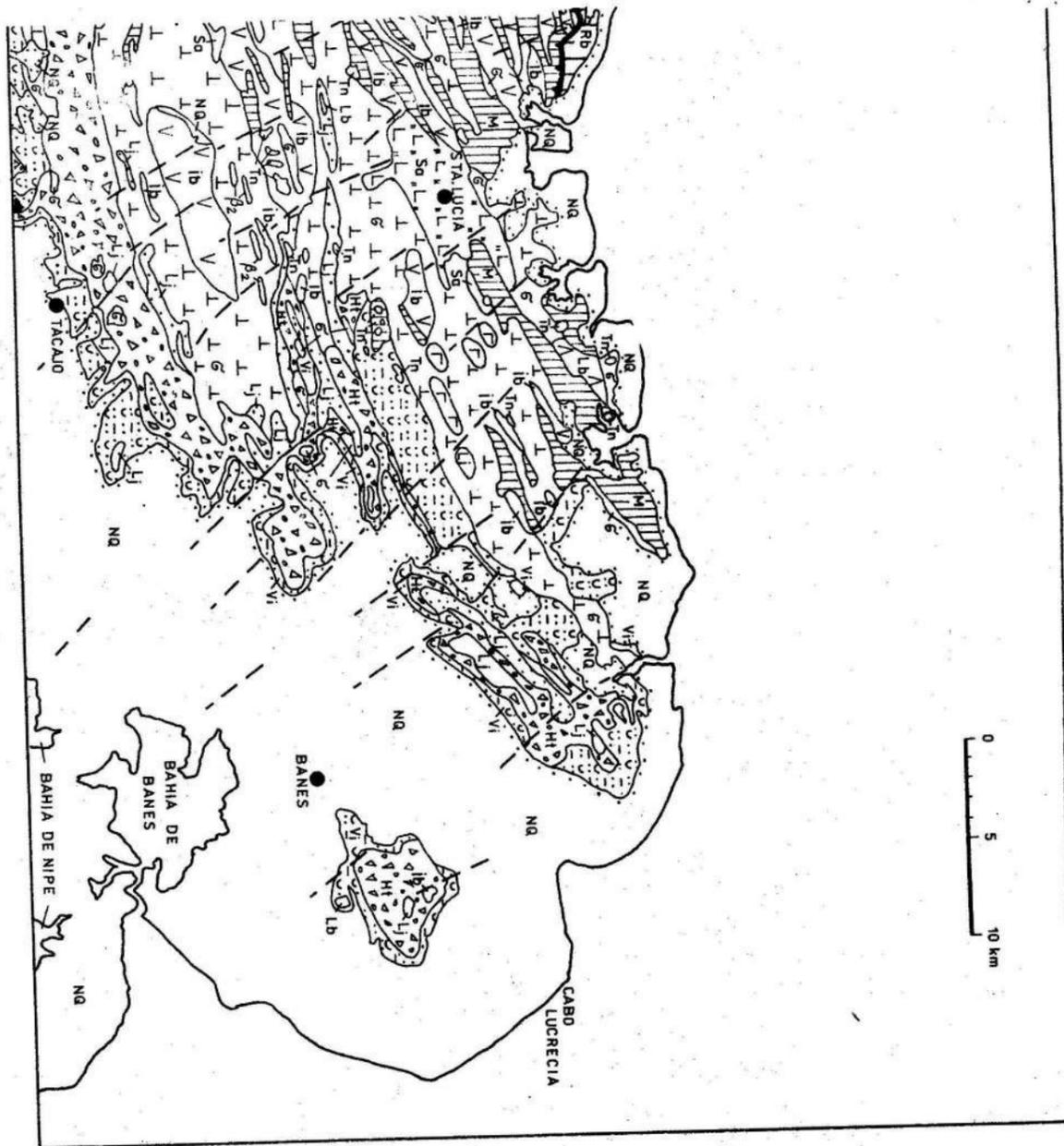
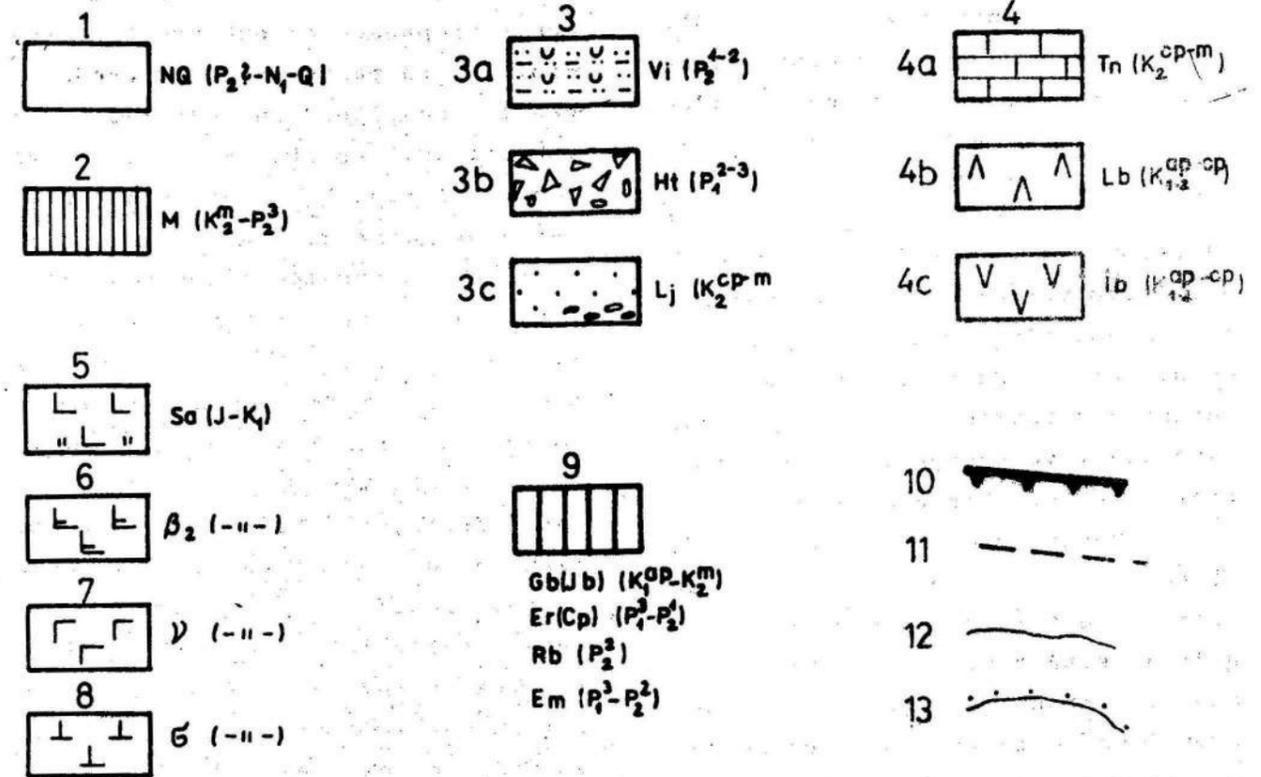


Figura 1 Mapa geológico esquemático de la región de Holguín, pados en unidades tectogenéticas.

Las formaciones, miembros, etc, están agru-



Leyenda



1. Cobertura neoaútóctona, plataforma, poco dislocada con las formaciones terrígeno-carbonatadas. Zona estructuro-facial Auras: 2. Complejo tectónico, micromelange que indica los planos de sobrecorrimientos internos; 3. Cobertura del arco volcánico Cretácico: 3a. Fm. Vigía, vulcanógena-sedimentaria, 3b. Fm. Háticos, olistostromas y rocas vulcanógeno-sedimentarias, 3c. Fm. La Jíquima, areniscas y conglomerados de tipo flischoi de-molásica, de fragmentos de rocas magmáticas; 4. Complejo del arco de islas volcánicas; 4a. Fm. Tinajita, calizas biogénicas arrecifales, de la parte transicional hacia la cobertura, 4b. Fm. Loma Blanca, serie volcánica-vulcanógena sedimentaria de composición media-ácida, 4c. Fm. Iberia, serie volcánica-vulcanógena sedimentaria de composición media-básica; 5 - 8 Complejo ofiolítico; 5. Fm. Santa Lucía, basaltos affricos y silicetas; 6. Doleritas (diabasas); 7. Gabroides y ultramafitas cumulativas; 8. Ultramafitas tectónicas serpentinizadas. Zona estructuro-facial Remedios: 9. Fm. Gibara, calizas platafórmicas, dolomitas (Mb. Jobal-Jb.), y las formaciones dislocadas de la zona intermedia del mar marginal, como la Fm. El Recreo (Er) compuesta de margas a veces silicificadas y la Fm. Rancho Bravo (Rb), sedimentos olistostrómicos y la Fm. Embarcadero (Em). Otros símbolos: 10. Línea frontal de sobrecorrimiento; 11. Fallas transversales; 12. Contactos predominantemente tectónicos; 13. Contactos estratigráficos discordantes.

los centros volcánicos mayores pudo alcanzar los 4 000 m . Está constituido por piroclastitas y sus variedades poco transportadas (40-50 %), lavas (15-25 %) y sedimentos vulcanomícticos (25-30 %) y subordinadamente por sedimentos silíceos y carbonatados (~ 5 %).

La reconstrucción del arco insular volcánico por el intenso tectonismo, denudación y mala aflorabilidad es difícil. Hasta ahora hemos separado dos formaciones grandes (vulcanógena y vulcanógena - sedimentaria): la Fm. Iberia (Ib) de composición básico-medio y la Fm. Loma Blanca (Lb) de composición medio-ácida. La tercera unidad, Fm. Tinajita, está constituida por sedimentos carbonatados, ésta es transicional entre las formaciones del arco insular y las formaciones sedimentarias de la cobertura del arco insular. El contacto entre ellas es de tipo gradacional, tomándose como límite inferior de la Fm. Tinajita la presencia de calizas sin clastos vulcanógenos.

En el desarrollo del arco insular volcánico existen algunas tendencias generales: disminución del magmatismo básico, aumento del carácter medio-ácido y junto con la formación de complejos volcánicos, el aumento de la intensidad de la sedimentación y de la energía del relieve, así como la disminución de la profundidad del agua, aunque en algunos lugares según nuestros datos radiométricos se observa que el vulcanismo ácido aparece casi junto con el vulcanismo básico.

#### A. Fm. Iberia (Ib) $K_1^{ap}$ - $K_2^{cp}$

Esta formación se encuentra ampliamente propagada en nuestro territorio. En su parte inferior predominan los basaltos con texturas de almohadillas, basaltos afíricos, en algunas partes basaltos amigdaloides y basaltos olivínicos, ellos aparecen intercalados con hialoclastitas, aglomerados, tobas vitroclásticas-cristaloclasticas, tufitas frecuentemente con sedimentos vulcanomícticos graduados. Esta secuencia subordinadamente contiene calizas micríticas silicificadas de facies pelágicas y silicitas sedimentarias (radiolaritas). Debido a que su parte inferior presenta escasas intercalaciones de calizas y por la mala preservación de su fauna, no fue posible la determinación de la edad de esa secuencia precambriana. Los datos radiométricos obtenidos dan una edad más joven que la edad real, ese rejuvenecimiento se puede explicar por los efectos superpuestos de la hidratación, anchimetamorfismo y de la tectónica. Separar esa parte inferior como formación independiente se dificulta por su entrelazamiento con la secuencia superior que está constituida por basaltos andesíticos y andesitas-basálticas; hacia abajo la semejanza con la Fm. Santa Lucía y con la secuencia básica de la Fm. Iberia impide su separación.

La secuencia andesitobasáltica-basaltos andesítica aparece en estos niveles con textura de almohadillas de gran extensión y con intercalaciones tobáceas subordinadas. En

ella, en menor cantidad, aparecen andesitas con estructura porfirítica pero hasta la fecha son conocidas solamente como fragmentos. Sus mejores afloramientos se encuentran en los alrededores de los poblados de Melones y Uñas donde aparecen estas rocas junto a las piroclastitas, tufitas y sedimentos vulcanomícticos formando secuencias de espesores considerables.

En los vulcano sedimentos hacia la parte superior aumenta la cantidad de material carbonatado en forma de intercalaciones de margas, calizas vulcanoclasticas de ambiente arrecifal, calizas pelágicas y semipelágicas. Estas últimas frecuentemente están silicificadas, microestratificadas, laminadas (calizas Lindero). Según la clasificación de Wilson (1973) [17] son de las microfacies standard 1-2-3 y forman cuerpos lenticulares, su espesor alcanza los 25 m. Sus variedades laminadas son frecuentemente plegadas. La cantidad del residuo insoluble en estas margas y calizas varía de 5 a 80 %, dentro de éste la cantidad de minerales pesados varía de 1 a 10 %.

En las calizas pelágicas microestratificadas, laminadas, las películas arcillosas entre las láminas carbonatadas, de algunos milímetros de espesor, contienen montmorillonita e illita (según análisis de rayos x). En las partes inferiores de las margas y calizas pelágicas se observan margas arcillosas manganíferas, silicitas limoníticas manganíferas, con pirita y marcasita, ellas son productos de

la actividad postvolcánica submarina y en las mismas se acumulan elementos como Cu, Mo, Ag, Cd, etc.

Las calizas silicificadas, silicitas, margas, y calizas manganíferas forman una secuencia muy característica, pero su separación como miembro independiente dentro de la formación no es posible porque en el intervalo Coniaciano-Campaniano aparecen en diferentes niveles que marcan las pausas de la actividad volcánica. Al levantarse los complejos volcánicos, disminuye la profundidad de los sedimentos neríticos (conglomerados vulcanomícticos carbonatados, areniscas, alurolitas y calizas).

En la Fig. 2 se observa un perfil típico sobre dicha serie sedimentaria vulcanomíctica en parte carbonatada que forma la parte superior y más joven de la Fm. Iberia de edad Campaniano. La serie está cortada por una falla inversa y la parte más vieja (lado izquierdo) sobrecorrió a la parte más joven junto con su basamento tectónico ofiolítico, que se mezcló con fragmentos de las rocas arcoinsulares.

Bajo estas condiciones en lugar de calizas pelágicas y semipelágicas se forman calizas neríticas, vulcanoclasticas de facies arrecifal, retroarrecifal, etc, muchas veces dentro de la misma secuencia, alcanzando 50-100 m de espesor (calizas Sao Redondo). En algunos afloramientos se comprobó que esta secuencia se continúa en las calizas arrecifales puras, sin clastos vulcanógenos (Fm. Tinajita) que

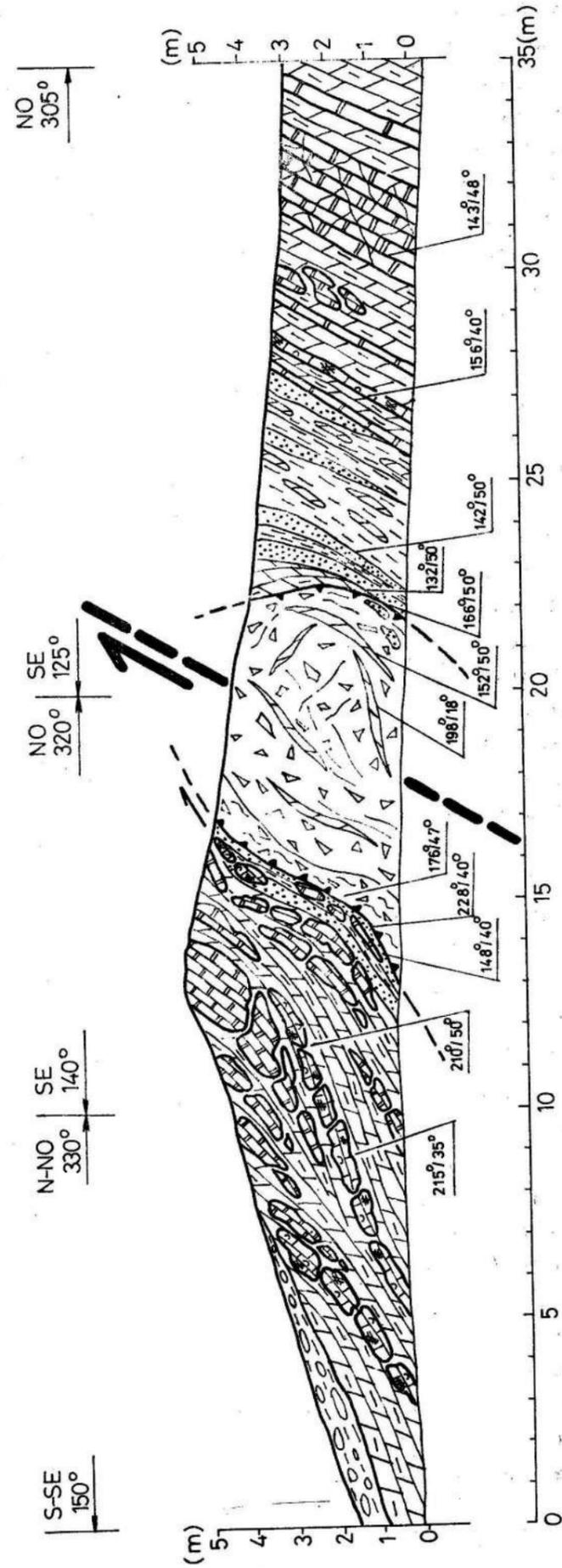
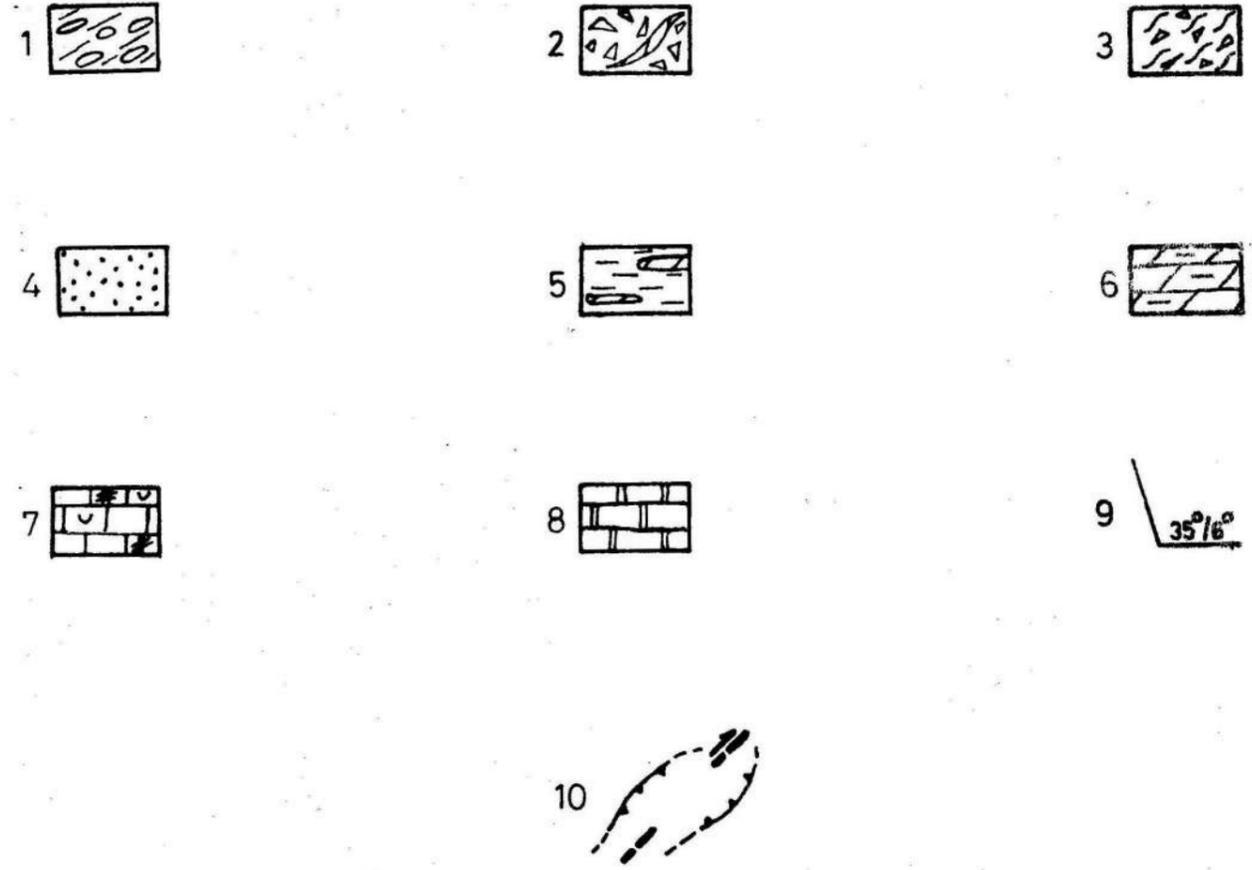


Figura 2 Perfil esquemático de los sedimentos vulcanomícticos de la Fm. Iberia, cortados por una falla inversa indicada por una zona de brechamiento y sobrecorrimento tectónico. (12 km al NE de Holguín, cerca del pueblo Cuevita) Coordenadas  $x = 252,30$  ,  $y = 573,95$ .

### Leyenda



1. Proluvio-deluvio; 2. Brecha tectónica polimíctica con dominancia de fragmentos ofiolíticos y en menor cantidad de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del arco de islas, con productos carbonatados en las grietas; 3. Harzburgita serpentinizada, milonitizada (foliada y brechosa) en posición tectónica por planos de sobrecorrimento; 4. Areniscas vulcanomícticas con fragmentos de rocas volcánicas de composición básica y media con intercalaciones de areniscas tuffíticas de color gris verdoso; 5. Arcilla y aleurolita vulcanomíctica en parte carbonatada o plástica con fragmentos de rocas volcánicas de composición básica media de color gris pardusco; 6. Marga y marga arcillosa, laminada, algo plástica de color crema y pardo rosado; 7. Marga calcárea estratificada, dura manganífera, con pocos fragmentos vulcanógenos de color gris pardusco rosado; 8. Caliza laminada, semipelágena, dura algo silicificada, de color crema y crema verdoso claro (tipo Lindero); 9. Buzamientos de las capas y los contactos; 10. Zona del sobrecorrimento con su eje local indicado.

constituye el miembro concluyente de esa secuencia y al mismo tiempo constituye la transición hacia los sedimentos de la cobertura arco insular volcánica.

#### B. Fm. Loma Blanca (Lb) K<sub>1</sub><sup>ap</sup> - K<sub>2</sub><sup>cp</sup>

Esta formación aparece en nuestro territorio igual que la Fm. Iberia pero ocupa menor área. El tamaño de sus bloques erosionados aumenta hacia el oeste, su aflorabilidad es mala y su estructura es un complejo de composición medio-ácida. Está constituida por tobas y tufitas andesíticas, andesito-dacíticas, dacíticas, riolíticas y riolíticas, con estructuras de adhesión y transportación variadas. En ellas se observan cuerpos volcánicos, subvolcánicos de andesitas, dacitas, riolitas y restos de chimeneas volcánicas (su tamaño varía de 10 m hasta 1,5 km). Sus mejores afloramientos se encuentran al sur del poblado San Andrés en los alrededores de Loma Blanca.

Además de las piroclastitas en la constitución de la Fm. Loma Blanca aparecen los sedimentos vulcanomícticos y carbonatados (margas, calcarenitas, calizas vulcanoclásticas y arrecifales) indicando los períodos tranquilos de la actividad volcánica. La edad de las calizas pelágicas en la parte inferior de la formación es (Aptiano?) Albiano-Cenomaniano, mientras en la parte superior de la formación ya están presentes las calizas con fragmentos vulcanomícticos y calizas

arrecifales con rudistas de edad Campaniano (calizas Las Parras).

Según los datos de las perforaciones, en algunas partes la Fm. Loma Blanca sobreyace los basaltos de la Fm. Iberia, mientras en otros lugares las lavas de basaltos andesíticos de la Fm. Iberia cubren las tobas dacíticas de la Fm. Loma Blanca, es decir suponemos el entrelazamiento de las dos formaciones.

Entre las tobas riolíticas vitroclásticas son frecuentes las variedades argilitizadas y zeolitizadas.

Las últimas según análisis de rayos x tiene gran cantidad de mordenita y clinoptilolita. A consecuencia del tectonismo los diferentes niveles de la formación se encuentran juntos en la superficie, de tal manera que entre los sedimentos vulcanomícticos de la parte superior de la formación se encuentran los bloques de la parte inferior. Considerando que entre los bloques y guijeros de los vulcanosedimentos aparecen variedades de cuerpos subvolcánicos, suponemos movimientos tectónicos que causaron el levantamiento de niveles inferiores, los cuales fueron sometidos a la erosión, es decir dentro de la formación suponemos que por lo menor un hiato.

Según la posición estratigráfica y datos paleontológicos, el vulcanismo riolítico representa la fase vulcanógena más joven del arco insular volcánico del piso Campaniano. Posiblemente las intrusiones pequeñas de dioritas porfiríticas cuaríferas, dacitas subvolcánicas y rio-

litas (queratófiro cuarífero), ricas en Na y pobres en K, estén asociadas con el magmatismo de la Fm. Loma Blanca aunque algunos de estos cuerpos están pobremente analizados y posiblemente pertenecen a otras series más viejas. Las rocas encajantes son los vulcanosedimentos, tobas y vulcanitas de composición medio-ácidas mal afloradas además las serpentinitas, y las rocas antes descritas, parecen cortarlas a ellas. Esto se indica por las anchas aureolas metasomáticas de las serpentinitas que a veces rodean las intrusiones. Estas rocas según su carácter y algunos análisis de elementos de tierras raras están poco diferenciadas y se pueden identificar como productos de la renovación de la subducción. Según los datos radiométricos estas variedades pertenecen como mínimo a dos series magmáticas, la última era la fase magmática más joven del territorio a inicios del sobrecorrimiento. En algunos lugares este material se utiliza en la industria de la cerámica (ejemplo en Purnio).

El afloramiento más conocido de andesita subvolcánica se encuentra hacia el norte de Holguín en la zona de Aguas Claras (yacimiento aurífero Aguas Claras), aquí en las serpentinitas se encuentran bloques de dichas andesitas anfibólicas (antes descritas como dioritas porfiríticas) que en partes también están mineralizadas. Su posición actual en las serpentinitas es tectónica, con aureolas mineralizadas en los alrededores de dichas andesitas. La edad de estas rocas, según el método

K/Ar dió Maestrichtiano, pero esa edad pudo ser alterada por el metasomatismo. Por su posición puede ser también un producto magmático joven del comienzo del sobrecorrimiento, que cortó a las serpentinitas, en una posición tectónica elevada durante el desmembramiento.

#### C. Fm. Tinajita (Tn) K<sub>2</sub> cp-m

Está ampliamente desarrollada en casi todo el territorio, forma bloques solitarios o cadenas de bloques solitarios o cadenas de bloques que alcanzan tamaños de 10 - 500 m y a veces se elevan a alturas de 100 - 150 m. Generalmente están carsificadas y forman mogotes, en la mayoría de los casos tienen contacto tectónico con las rocas encajantes pero a veces se observa su transición gradual desde las calizas semipelágicas o de las calizas conglomeráticas vulcanomícticas. Considerando que casi no tiene clastos vulcanomícticos, y su edad según su microfauna es Campaniano-Maestrichtiano (igual que la edad de la cobertura Cretácica) pero no se intercala en ella, su posición es transicional. Generalmente está constituida por calizas blancas, blanco grisáceas, amarillo blancuzcas, organodetríticas de facies arrecifal o retroarrecifal, pero a veces pueden ser de profundidades algo más bajas o lagunares.

#### Cobertura del arco insular volcánico

La extinción gradual del megarritmo magmático de la zona Auras es consecuencia de la colisión con el borde

del continente norteamericano. La obducción sobre este borde, después del empuje gradual del arco, son sucesos que se reflejan en el carácter de los sedimentos de la cobertura. Sobre la base de esto podemos diferenciar las formaciones terrígenas y terrígeno-carbonatadas aparte de la Fm. Tinajita, que por su posición transicional, en cierto sentido, también forma parte de la cobertura del arco volcánico extinto.

#### A. Fm. La Jíquima (Lj) K<sub>2</sub> cp-m

Está constituida por areniscas y aleurolitas vulcanomícticas, polimícticas, bien clasificadas, a veces graduadas, subordinadamente contiene conglomerados polimícticos (Mb. Aguada) y calizas cremosas aleurolíticas (Mb. Uvilla). El material de la formación es predominantemente vulcanógeno, incluyendo el material de las intrusiones granodioríticas, pero en su parte superior aparecen intercalaciones de brechas sedimentarias, mal clasificadas, que están constituidas por rocas de la asociación ofiolítica. En su parte inferior no se diferencian ni en el carácter, ni en el material de los vulcanosedimentos bien clasificados del arco volcánico. No se observan transiciones características, ni discordancias bruscas entre ellas. En algunas partes está graduada con carácter flyschoides, pero predominantemente forma una secuencia molásica. Sus conglomerados son de facies fluvio-marina, nerítica (molásicos), las areniscas y aleurolitas marcan facies nerítica o ambientes lejanos de la costa. Existen

también sedimentos margosos, arcillosos de facies lagunar. Según un análisis de ATD de una aleurolita, se detectó una cantidad considerable de montmorillonita sódica, caolinita, mordenita y goethita.

La formación sedimentó en los bordes del arco volcánico extinto y en las cuencas interiores (molasa intramontana). Su espesor varía desde 300 a 500 m, generalmente está bien estratificada, laminada, producto de la repetición de los ritmos de sedimentación. A consecuencia de la elevada cantidad de aleurolitas y arcillas que contiene, su plasticidad es bastante grande por lo que sus estratos están muy plegados. Tiene una fauna rica en foraminíferos planctónicos y en nanno plancton, sobre la base de esta fauna, su edad se fija desde el Campaniano medio hasta el Maestrichtiano.

#### B. Fm. Haticos (Ht) P<sub>1</sub> 2-3

Está constituida por una brecha con glomerática tipo "Wildflysh" mal clasificada, en partes con carácter olistostrómico que contiene olistolitos de tamaño 10 a 150 m. Su material en un 60 - 90 % está constituido por fragmentos angulosos y subangulosos de la asociación ofiolítica (serpentinitas, gabros, micrograbos, diabasas) mal sorteados, subordinadamente (0 - 30 %) su material proviene del material bien sorteado, redondeado de la Fm. La Jíquima. Las brechas y conglomerados polimícticos muchas veces transicionan a brechas tectónicas (línea Tacajó - Holguín) lo que demuestra la relación genética estrecha con las esca-

mas ofiolíticas. En su parte superior los conglomerados son más sorteados, su material es subanguloso y redondeado y tienen intercalaciones de tobas riolíticas zeolitizadas, tobas pumíticas y tufitas que se depositaron en aguas someras. Esas tobas son productos de la actividad volcánica lejana en la parte meridional de Oriente (arco volcánico de la Sierra Maestra), el espesor total de la Fm. Haticos puede alcanzar los 300/- 400 m. Su edad, según los escasos datos micropaleontológicos, se fija en el Paleoceno medio-superior.

#### C. Formación Vigía (Vi) P<sub>2</sub> 1-2

Está constituida por areniscas, aleurolitas, margas con intercalaciones de tobas cineríticas y tufitas de composición ácida. En la parte baja del Eoceno posiblemente dominó la sedimentación flyschoides la cual está caracterizada por areniscas cascajosas, pero con la nivelación de la superficie terrestre se redepusieron sedimentos finos y la sedimentación se convirtió en tipo molasoide. La actividad de la Sierra Maestra produjo piroclásticas que se intercalaron en los sedimentos molásicos; entre las capas bien estratificadas de areniscas, aleurolitas y tufitas aparecen capas de diatomitas que comprueban la facies nerítica y lagunar.

En la parte superior de la Fm. Vigía aumenta la cantidad de material carbonatado, aparecen margas amarillas bien estratificadas con intercalaciones de arcillas bentoníticas redepuestas. El espesor de la

formación puede alcanzar los 400 m. Su edad, según su fauna de foraminíferos planctónicos, bentónicos y nannoplancton, se fija en el Eoceno inferior-medio (parte baja).

Posición y características del margen continental en la región Holguín

El "bloque de Gibara", que en nuestro territorio representa la zona estructuro-facial Remedios (plataforma de Bahamas) se encuentra en los alrededores de la ciudad de Gibara y se extiende hacia el oeste en superficie hasta el poblado de San Mateo, pero debajo de los sedimentos neógenos se conoce en los alrededores de Chaparra. Su extensión superficial no excede los 200 km. Hacia el sur está cubierto por el melange de la zona estructuro-facial Auras. En las cercanías del contacto de las dos zonas; según los datos de algunos pozos, el espesor del melange no sobrepasa algunos centenares de metros. Hacia el sur gradualmente se hunde la superficie de la corteza continental, y según los datos sísmicos [16, 9], a unos 6-7 km hacia el sur del contacto, en la línea de Floro Pérez, su superficie se encuentra a una profundidad de 0,8-1,2 km. En esa zona se observa una estructura escalonada y el margen continental se hunde más, y en la región de Holguín (unos 4 km hacia el norte de la ciudad) ya se encuentra a una profundidad de 3,3 - 3,8 km.

En la línea de Holguín los complejos de la asociación ofiolítica al-

canzan espesores considerables, pero su heterogeneidad dificulta la detección del margen continental. Es posible que la corteza continental se termine en la línea de la cuenca del Cauto, unos 15 km hacia el sur de Holguín.

Según los datos de la literatura [3], de pozos profundos y de geofísica, la zona estructuro-facial Remedios está constituida por secuencias carbonatadas y evaporíticas de 6 - 8 km de espesor, de edad Jürásico-Cretácico que yace sobre un zócalo cristalino.

El bloque de Gibara está constituido por calizas organógenas, micríticas (Fm. Gibara) y dolomitas (Mb. Jobal) representando facies de bancos biostrómicos, retroarrecifales y lagunares (zona estructuro-facial Remedios). El talud continental (subzona Camajuaní Placetitas) en nuestra región está cubierto por el melange de la zona Auras. Este bloque que está desmembrado por zonas tectónicas sublatitudinales ONO-ESE, en estas zonas se observa un sistema denso de escamas abruptas. Su detección es muy fácil por las brechas tectónicas que facilitan su caracterización y por la formación de magníficos afloramientos. La elevación del bloque se fija en el Maestrichtiano superior. El sistema de las fallas inversas de las escamas posiblemente continúa hacia el sur, en las secuencias carbonatadas, silicificadas de las subzonas estructurofaciales Placetitas-Camajuaní.

El proceso de la obducción se detuvo en el Eoceno medio, pero en un

período comprendido entre el Paleoceno superior y Eoceno medio sobre el borde meridional de la zona Remedios y la subzona Camajuaní se formó una cuenca superpuesta donde sedimentó una secuencia carbonatada, terrígeno-carbonatada: Fm. El Recreo (Er)  $P_1^3 - P_2^{1-2}$  y la Fm. Rancho Bravo (Rb)  $P_2^2$ . En el borde meridional de esa cuenca sedimentaría la Fm. El Recreo se interdigitó con la Fm. Vigía, mientras que en el borde septentrional se formó la Fm. Embarcadero constituida por una brecha calcárea sedimentaria que recibió su material brechoso preformado por la tectónica. El material de las intercalaciones y lentes de silicitas de la Fm. El Recreo posiblemente proviene del material vulcanógeno fino de la actividad volcánica de la Sierra Maestra, que pudo llegar en pequeña cantidad a esa cuenca sedimentaria. La parte inferior de la Fm. El Recreo contiene capas muy gruesas (0,5-1,5 m) de silicitas, intercaladas entre las margas (Mb Cupeicillo (Cp)) y se diferencia de la parte más alta que se encuentra carbonatada. Este material durante el proceso de sobrecojimiento cabalgó el margen meridional de la zona Remedios mezclándose tectónicamente con esta zona.

En la parte delantera del melange durante el proceso de su avance, este sobrecojrió y amontonó sus tectosedimentos y brechaconglomerados; cuando el frente del melange alcanzó el bloque de Gibara el proceso se detuvo y el sobrecojimiento culminó, este hecho se fija en la parte alta del Eoceno medio (fase tec-

tónica cubana). En este ambiente en una fosa estrecha durante el Eoceno medio sedimentaron los conglomerados, areniscas y aleurolitas de la Fm. Rancho Bravo. El material de esta formación, refleja bien el acercamiento de las zonas Auras y Remedios durante el proceso de la formación del melange. En ella se mezcla el material de las ofiolitas y del arco insular volcánico con las rocas carbonatadas de la zona Remedios.

El material de las brechas tectónicas del borde del bloque de Gibara se erosionó y sedimentó en la Fm. Rancho Bravo, formando intercalaciones de brechas calcáreas sedimentarias en las areniscas. Los bloques grandes de la Fm. Rancho Bravo indican el carácter olistostrómico. Al culminar el sobrecojimiento la Fm. Rancho Bravo fue plegada fuertemente y empujada como la Fm. El Recreo al borde del bloque de Gibara.

#### Melange tectónico

La colisión de la zona Auras con el margen continental formó un manto de melange escamoso, plegado, heterogéneo que con su estructura suavemente arqueada rodea por el sur el bloque de Gibara.

El "anticlinorio" de Holguín (zona estructuro-facial Auras), prácticamente es un macromelange, está constituido por franjas alargadas sublatitudinales de ultrabasitas serpentinizadas que alternan con franjas de las formaciones del arco de islas volcánicas. Durante la forma-

ción de este melange, sus partes componentes se movieron relativamente juntas.

Las franjas constituidas por las rocas arco insulares, por su consistencia generalmente forman valles alargados, mientras las ultrabasitas forman elevaciones alargadas sublatitudinales. Muchas veces ocurre que las franjas de vulcanitas están cubiertas por las escamas o mantos de las ultrabasitas. Dentro del melange las serpentinitas tectónicas representan las partes más plásticas, y el sistema de sus escamas envuelve y empuja en su parte delantera los diferentes niveles de la asociación ofiolítica y las rocas arcoinsulares.

Las franjas tectónicas, donde los diferentes tipos de rocas de las dos grandes unidades (el arco volcánico y las ofiolitas) están muy fuertemente mezcladas, trituradas y no son mapeables en nuestra escala, constituyen las franjas de micromelange; sus dimensiones, trituración y mezclas aumentan hacia el norte e indican las zonas de los mayores sobrecojimientos escamosos. Los bloques dinamometamorfizados de las ofiolitas, que se formaron en las bases de los sobrecojimientos afloran siempre en las franjas del micromelange; dentro de este están representados los bloques mayores y sus dimensiones alcanzaron la escala del mapeo.

Las fallas transversales forman un sistema perpendicular al rumbo de los sobrecojimientos escamosos arqueados suavemente hacia el norte. Aparte de este sistema radial de fa-

llas transversales se observan fallas con direcciones diagonales pero son de segundo o tercer orden.

En la figura 3 (interpretación geofísica) se representan las estructuras poco profundas, esa imagen coincide bien con la geología de la superficie, ver figura 1. Interpretando estos dos mapas se observa que en nuestro territorio existen tres zonas tectónicas alargadas, que se formaron durante el proceso de avance de los sobrecorrimientos escamosos, cada una de estas zonas principales se componen de grupos de escamas. Al oeste de Holguín, en la interpretación estructural se observan trastornos que se deben a los movimientos jóvenes y a los bloques grandes hundidos.

La figura 4 representa los afloramientos más grandes y mapeables de dichas dinamometamorfitas, a veces metasomatizadas formadas por lo ge-

neral de ofiolitas en las zonas de movimientos (sobrecorrimiento). Su frecuencia está vinculada con la madurez del melange tectónico, aumentando hacia el norte y su grado de metamorfismo parece corresponder a la Facies Esquistos Verdes, a veces algo más alto.

Durante el proceso de avance de los sobrecorrimientos escamosos, las escamas abruptas que se formaron en el borde meridional de la colisión, avanzando hacia el norte se convirtieron en una cadena de mantos con buzamientos suaves; por eso, la zona hacia el norte es menos elevada, pero este hecho también se debe a la erosión posterior que ocurrió en esta dirección. El cauce de los ríos y arroyos fue preformado por la tectónica disyuntiva; por eso los ríos siguen el sistema radial de las fallas transversales, aunque también se puede observar la coincidencia de las fallas diagonales.

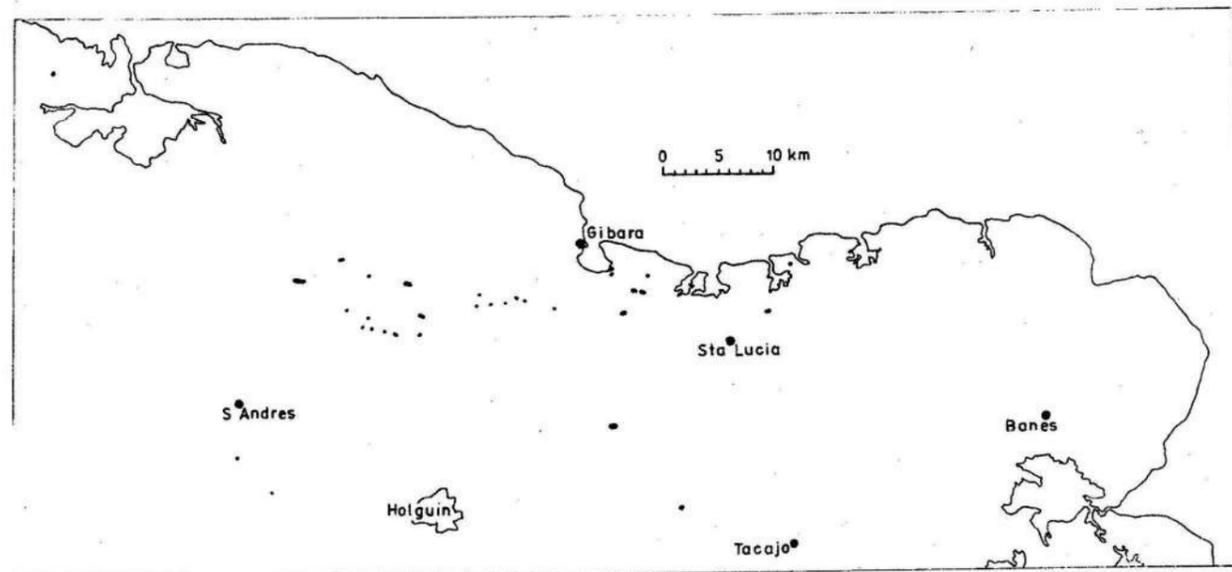


Figura 4 Afloramientos mapeables de rocas dinamometamorfizadas a veces metasomatizadas, mayormente formadas por ofiolitas en zonas de micromelange tectónico, polígono de Holguín

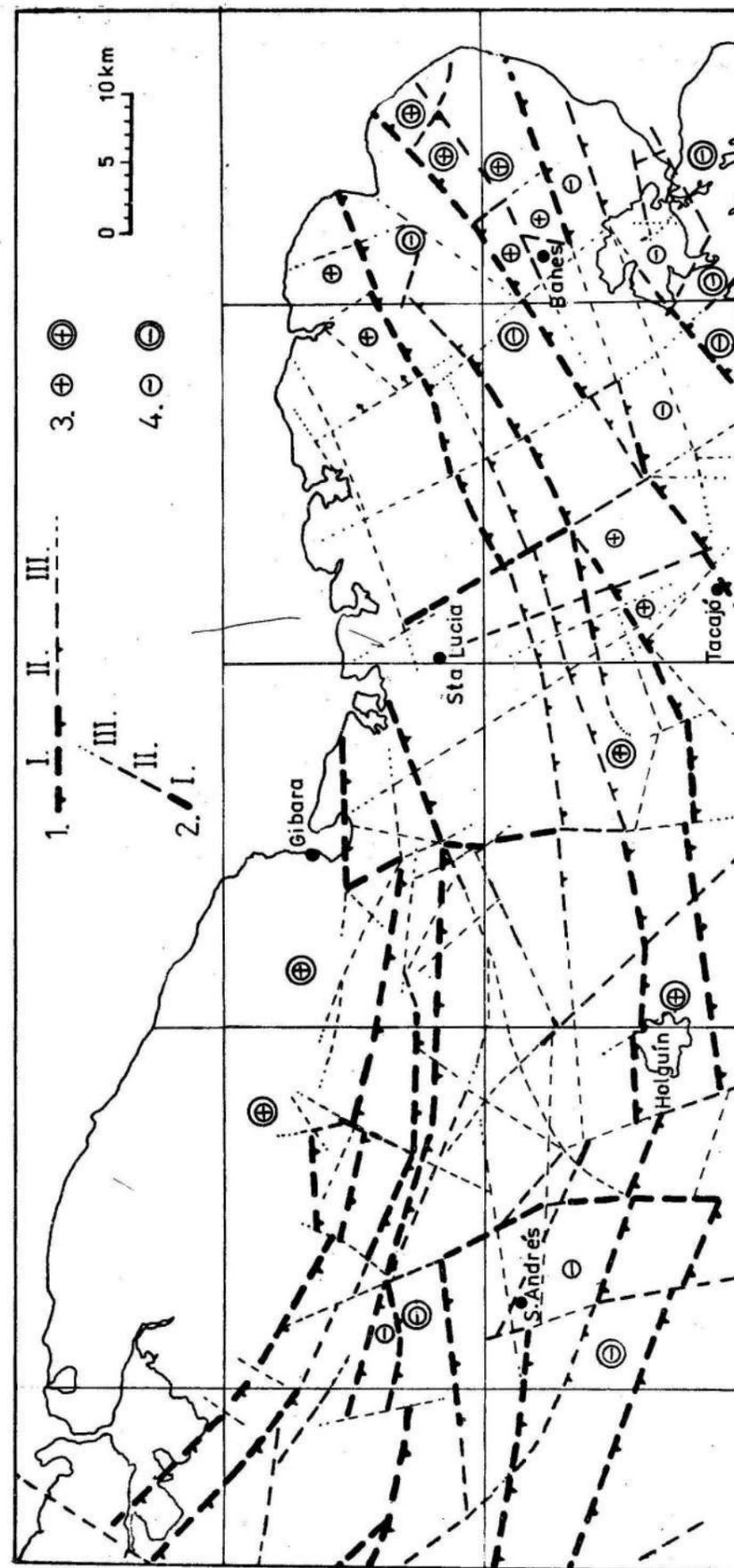


Figura 3 Elementos tectónicos principales según la interpretación de datos aeromagnéticos y gravitacionales del polígono

Leyenda

1. Fallas principales de sobrecorrimiento de I, II y III orden
2. Fallas principales de desplazamiento de I, II y III orden
3. Estructuras relativamente elevadas y muy elevadas
4. Estructuras relativamente hundidas y muy hundidas

En el período Campaniano-Eoceno medio superior, durante el desarrollo orogénico, con la abducción y sobre corrimiento de nuestro territorio, éste se elevó a una altura casi semejante a la actual; su inclinación hacia el norte posiblemente se mantiene desde el Eoceno medio.

Las formaciones de la cobertura neoa autóctonas

Al concluir la orogénesis con la fase cubana, quedó consolidado un sustrato de la corteza continental recién formada y nuestro territorio se desarrolló según las reglas del desarrollo de las plataformas. La denudación comenzó acompañada de movimientos tectónicos verticales, a consecuencia de estos procesos nuestro territorio se fracturó en bloques, similar a un mosaico. Los diferentes bloques se hundieron o se elevaron y después se erosionaron, así en nuestro territorio debajo de los sedimentos neoa autóctonos aparecen diferentes niveles del sustrato plegado de las tobas ácidas y tufitas algo arcillosas del Paleógeno, que en algunas partes se redpositaron formando lentes de arcillas plásticas amarillentas en el basamento de las formaciones más jóvenes (línea Banes-Cañadón). En su composición según los análisis de ATD predomina la smectita dioctaédrica (beidellita) de tipo "Wyoming".

En el Oligoceno medio-superior se inició una transgresión que cubrió los bordes del anticlinorio de Holguín. En la parte central del anticlinorio continuó la erosión. Durante el Neógeno, con pequeños hia-

tos y discordancias, se desarrollan sedimentos predominantemente carbonatados de facies nerfíticas, litoral y lagunar. Sobre ellos después de su elevación se acumularon sedimentos terrígenos (eluvio-deluviales, proluviales, lacustres y pantanosos) de edad Plioceno-Cuaternario. La elevación máxima de nuestro territorio a partir del Paleógeno, según la altura actual de los afloramientos de la plataforma neoa autóctona, no sobrepasa los 250-300 m.

Desarrollo histórico de los sucesos geodinámicos

La figura 5 presenta la posición y la relación de las unidades lito-tectonoestratigráficas mencionadas. El comienzo de la subducción se fija con interrogación en el piso Aptiano, mientras su conclusión se fija con más exactitud en el piso Campaniano. Las discordancias e hiatos en el Turoniano y Campaniano indican fases geotectónicas durante el desarrollo del arco insular volcánico. Teniendo en cuenta los procesos progresivos la sedimentación en las cuencas intramontañas y en las laderas del arco volcánico es continua, de esta forma las transiciones no tienen un carácter brusco. En el desarrollo del vulcanismo se observan también cambios y repeticiones en su carácter.

La extinción del magmatismo es consecuencia de la colisión del arco volcánico con el margen continental. El comienzo de la colisión está marcado con la aparición y el aumento

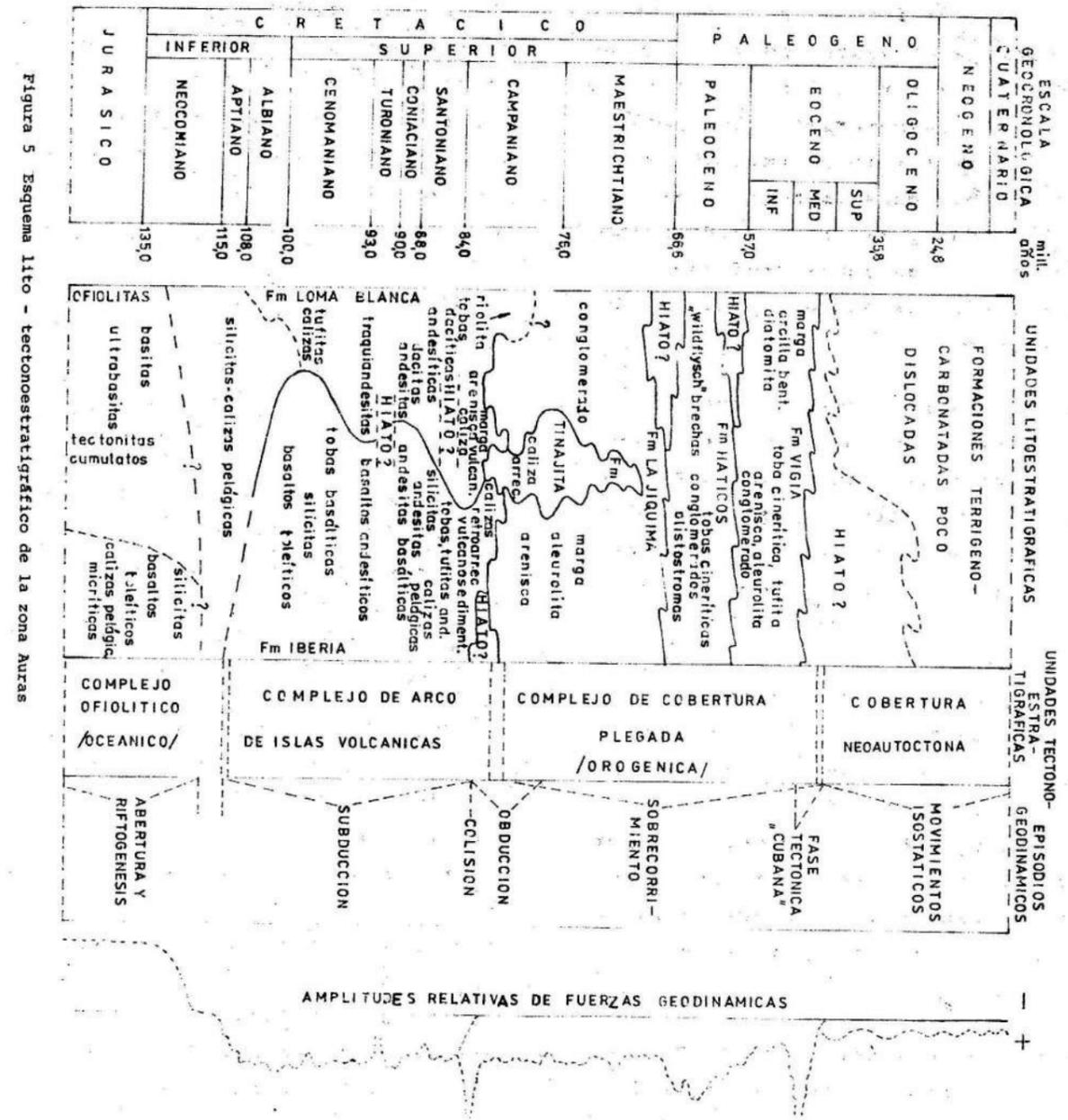


Figura 5 Esquema lito - tectonoestratigráfico de la zona Aurás

de los sedimentos flyschoides, molásicos en el Campaniano medio ( Fm. La Jíquima). La coexistencia de la actividad volcánica disminuida y el comienzo de la sedimentación de la cobertura, se supone en la parte baja del Campaniano, pero, la actividad intrusiva quizás puede llegar hasta el Maestrichtiano, cortando la región desmembrada, algo escamosa. La actividad postmagmática que produjo pequeñas impregnaciones mineralizadas y la circulación termogravitativa de aguas profundas podían funcionar hasta el inicio del Paleoceno.

Según nuestro modelo, figura 3 y 4, el fragmento de la corteza oceánica entre el margen continental y el arco volcánico a partir del Campaniano medio se obdujo, mientras tanto empezó el sobrecorrimento lento hacia el norte en la parte meridional de la zona de colisión, éste causó el levantamiento y desmembramiento del arco volcánico ; después su erosión profunda destapó los niveles inferiores del arco volcánico. Esto se comprueba por los clastos de las intrusiones de composición media y ácidas (granodioritas, dioritas) en la Fm. La Jíquima.

En la parte superior de la Fm. La Jíquima encontramos brechas sedimentarias con fragmentos de diabasas y gabros que comprueba que en el Campaniano superior-Maestrichtiano los diferentes complejos de la asociación ofiolítica ya fueron sometidos a la erosión. A partir del Maestrichtiano tardío hasta el

Paleoceno superior ocurre el proceso activo de sobrecorrimento del arco volcánico sobre el área de la zona meridional del extinto mar marginal. En este intervalo se formó el olistostroma de la Fm. Haticos, su formación ocurrió en los frentes de avances de los sobrecorrimentos escamosos, en las fosas estrechas entre las diferentes escamas y en su margen meridional. Los restos preservados de la erosión se conservaron en mayor cantidad en el borde meridional del "anticlinorio" de Holguín; en otros lugares fue cubierto por el sobrecorrimento o erosionado (parte central del anticlinorio).

El intervalo desde el Eoceno inferior-medio se caracteriza por una tranquilidad tectónica. Se forman sedimentos neríticos, litorales, lagunares, con el aporte de tobas cineríticas de la actividad volcánica de la Sierra Maestra.

En la fase cubana en el Eoceno medio tardío se concluyó el sobrecorrimento de la zona Auras que cerró y cubrió la fosa sedimentaria estrecha, donde se acumularon las formaciones carbonatadas y carbonatadas terrígenas de El Recreo y Rancho Bravo. Estos sedimentos en parte fueron plegados y empujados sobre el margen meridional de la zona estructuro-facial Remedios.

Los acontecimientos tectónicos coinciden bien con los datos publicados en otras partes de la isla [15, 4, 7]. En la figura 6 se representa la historia del desarrollo geológico de Oriente, interpretado sobre

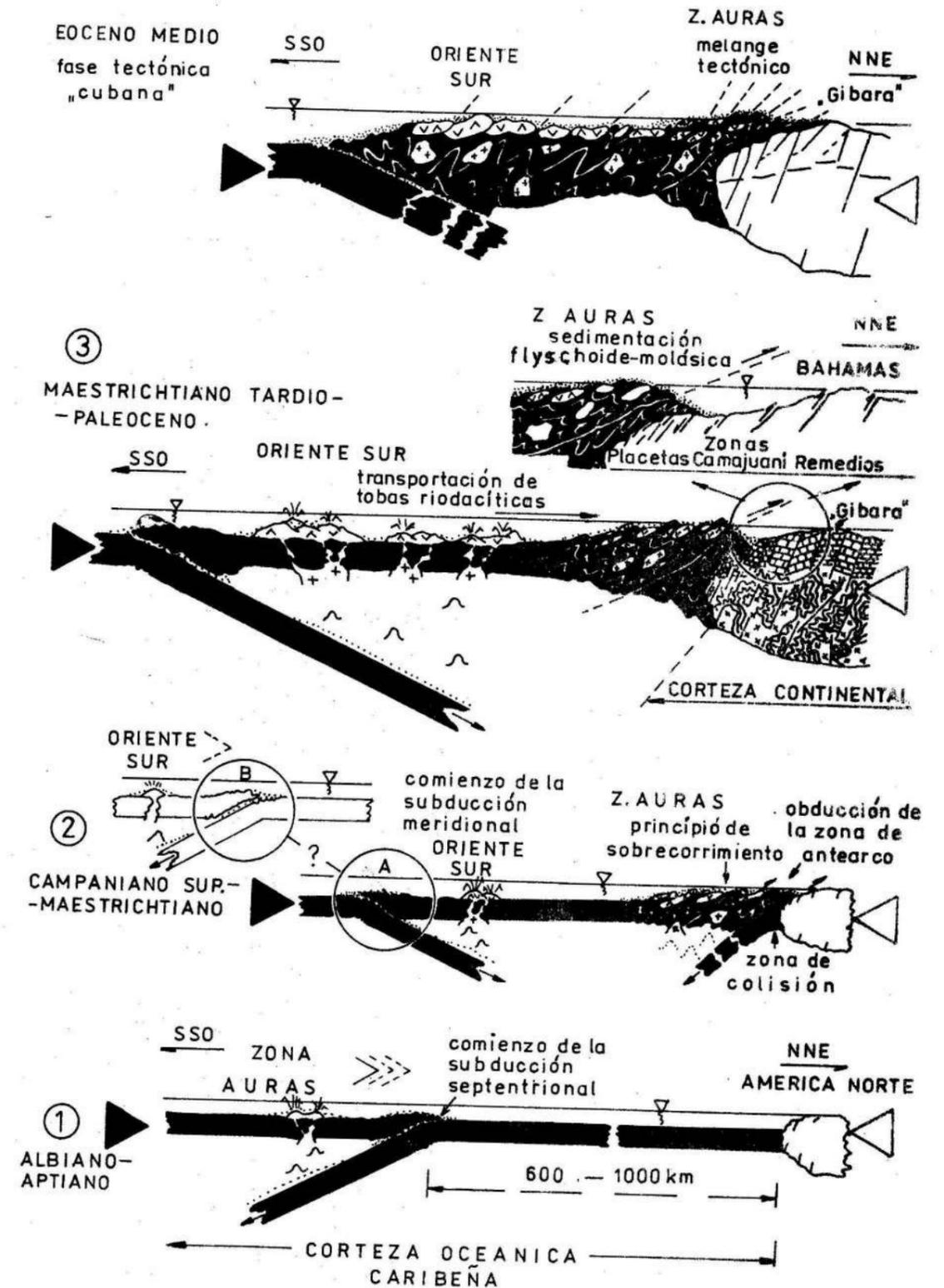


Figura 6 Reconstrucción esquemática del desarrollo estructural de Oriente, entre Gibara y la Sierra Maestra desde el Cretácico inferior hasta el Eoceno medio

la base de la teoría de la tectónica de placas. La dirección meridional del plano de Benioff de la subducción, en la parte septentrional de Oriente está apoyada por lo siguiente:

1. En la zona Camagüey-Las Tunas en las formaciones volcánicas hacia el sur aumenta la cantidad de potasio, lo que según el modelo de Ninkovich - Hays [14], (aunque la situación es diferente) puede coincidir con la dirección de Benioff.
2. El margen continental norteamericano durante los procesos mencionados fue inactivo.
3. El movimiento del melange también comprueba esa hipótesis.
4. La edad determinada por el método K/Ar de algunas diabasas (Cretácico inferior) también apoya esa hipótesis, porque según nuestro modelo la parte más vieja de la corteza oceánica se consumió durante la subducción, mientras la parte más joven se movió hasta el margen del continente.
5. Los planos tectónicos de los prismas de acreción, que presentan solamente buzamientos meridionales, facilitaron la obducción hacia el norte.

Al sur del arco volcánico de la zona estructuro-facial Zaza (Auras), casi paralelamente se formó la segunda zona de subducción. La dirección de esta subducción según nuestros datos no es explícita, su comienzo tampoco es claro, pero posiblemente halla empezado un poco

más tarde que la del arco volcánico septentrional. La actividad magmática aumentó después de la colisión del arco septentrional.

La parte meridional de Oriente, según datos sísmicos y de la literatura [8], es activa hasta nuestros días. Al sur de Oriente, la franja de la corteza oceánica se mueve hacia el ENE que causó durante el Paleógeno-Neógeno la formación de la falla transversal que desgarró y movió la parte meridional del arco volcánico hacia el ENE. Fallas transversales semejantes, pero menores se suponen en la parte meridional de la colisión de la zona estructuro-facial Auras. Posiblemente estos movimientos jóvenes y sus componentes laterales causaron la distorsión de la parte noreste de la zona Auras.

#### REFERENCIAS

1. ANDO, J. ; M. KOZAK y Y. RIOS: "Caracterización general de la asociación ofiolítica de la zona Holguín-Moa y el papel de las ofiolitas en el desarrollo estructural de Cuba". revista Minería y Geología, en edición.
2. ANDO, J. y M. KOZAK: "La serie ofiolítica de Holguín (Cuba) y su papel en el desarrollo estructural del Cretácico-Paleógeno". Simposio Internacional. El Cretácico de México y América Central. México.
3. BALL, M. y OTROS: "Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman- Cuban collision zone". A. A.P.G. Bulletin. Vol. 69, No. 8 p. 1275 - 1294, 1985.
4. HATTEN, C. W. : "Tectonostratigraphic units of central Cuba". (en imprenta) 1984.
5. IGPACC: Contribución a la geología de Cuba Oriental. La Habana, Editorial Científico Técnica, 1978.

6. ITURRALDE-VINENT, A. : "Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba". Ciencias de la tierra y el espacio. No. 3, p. 51-89, 1984.
7. ITURRALDE-VINENT, A. y OTROS: "Informe sobre los resultados del levantamiento geológico complejo 1 : 50 000 y sus búsquedas acompañantes, del Polígono CAME III Camagüey. Manuscrito Fondo Geológico de Camagüey, 1987.
8. LECLERE-VANHOEVE, A. y F. STEPHAN : "Evolution geodynamique des Caraïbes dans le système points chauds". Geodynamique des Caraïbes, Symposium Paris, p. 21 - 34, 1985.
9. Mapa tectónico de Cuba Escala 1 : 500 000. CIG-MINBAS, La Habana, Cuba, 1985.
10. Mapa geológico de la República de Cuba. Escala 1 : 500 000. CIG-MINBAS, La Habana, Cuba, 1986.
11. Mapa geológico de Cuba Escala 1 : 50 000. Texto explicativo p. 353. MINBAS IGP ACC, La Habana, Cuba 1985.
12. NAGY, E : "Perfil transversal esquemático de Oriente desde el punto de vista de la tectónica de placas. Hipótesis". Actas Instituto Geología y Paleontología Academia de Ciencias de Cuba, p. 63-66, 1972.
13. NAGY, E., et al : Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1 : 250 000. Informe Inédito. Instituto Geología y Paleontología Academia de Ciencias de Cuba, 1976.
14. NINKOVICH, D. ; J. D. HAYS: "Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes". Earth and Planet Sci. Lett. No. 16, p. 331 - 345,
15. PSZCZOLKOWSKI, A. y R. FLORES: "Fases tectónicas del Cretácico y el Paleógeno en Cuba Occidental y Central" IV Congreso Centroamericano de Geología, Nicaragua. p. 41, 1984.
16. SAGRISTA, L. y OTROS: Mapa del grado de estudio gravimétrico de la Isla de Cuba. Manuscrito. Archivo Fondo Geológico Nacional de Cuba, 1982.
17. WILSON, J. L.: Carbonate facies in Geologic History. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 471, 1975.

REVISTA MINERIA Y GEOLOGIA

SOLICITUD DE SUSCRIPCION

NOMBRE \_\_\_\_\_

DIRECCION \_\_\_\_\_

GIRO POSTAL (MN \$ 4.50) \_\_\_\_\_

INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALURGICO  
CENTRO DE INFORMACION CIENTIFICO-TECNICA  
LAS COLORADAS MOA HOLGUIN